



Évaluation des courants de surface océanique au moyen d'un radar à ouverture synthétique

Céline Danilo

► To cite this version:

Céline Danilo. Évaluation des courants de surface océanique au moyen d'un radar à ouverture synthétique. Océan, Atmosphère. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2009. Français. NNT : . tel-00560597

HAL Id: tel-00560597

<https://theses.hal.science/tel-00560597>

Submitted on 28 Jan 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BREST
mention : océanographie physique
École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Céline Danilo

préparée conjointement dans
la société CLS et

le laboratoire Labsticc de Télécom Bretagne

Évaluation des courants de surface océanique au moyen d'un radar à ouverture synthétique

Thèse soutenue le 23 septembre 2009

devant le jury composé de :

Christophe Delacourt

Professeur, Université de Bretagne Occidentale / *président*

Philippe Forget

Chargé de recherche, Université du Sud Toulon-Var / *rapporteur*

Danièle Hauser

Directeur de recherche, Université de Versailles Saint-Quentin / *rapporteur*

Fabrice Ardhuin

Docteur HDR, SHOM / *examineur*

Emanuel Radoi

Professeur, Université de Bretagne Occidentale / *examineur*

Fabrice Collard

Ingénieur de recherche, CLS / *co-directeur de thèse*

René Garelo

Professeur, Télécom Bretagne / *directeur de thèse*



« Ouverture d'esprit,
esprit de synthèse,
synthèse d'ouverture. »
T.L.

Résumé

L'objectif de cette thèse est d'extraire la composante du courant de surface océanique dans l'axe de visée radar (ou direction radiale) à partir des informations enregistrées par un radar à synthèse d'ouverture (SAR) embarqué sur satellite. Nous analysons le décalage Doppler du signal reçu par le SAR à bord d'ENVISAT. Ce travail vise principalement à séparer, sur le décalage Doppler, la contribution des vagues et celle du courant ainsi qu'à étendre cette analyse à de larges scènes observées sous de multiples angles d'incidence. Cette étude se limite à la polarisation verticale et à la bande de fréquence C. La recherche de la signature de courant s'appuie sur l'hypothèse que le décalage Doppler ne résulte que des mouvements des vagues et du courant. De plus, nous supposons, dans une première étape, que le courant sur la surface d'estimation du décalage Doppler est uniforme. Suivant ces hypothèses, la contribution du courant peut être déduite du décalage Doppler au moyen d'une soustraction à partir de la contribution des vagues. Ces dernières ont des longueurs d'onde relativement courtes typiques de la mer du vent. L'utilisation pratique de l'information de vent à 10 m de la surface pour estimer la contribution des vagues est évaluée.

La méthode d'extraction de la composante radiale du courant est mise au point et testée, dans un premier temps, pour un angle d'incidence constant de 23° à partir d'images ponctuelles réparties sur l'ensemble des océans. La comparaison des moyennes mensuelles de la composante du courant extraite des données SAR avec les climatologies mensuelles issues des mesures de courant in-situ indique une erreur RMS de 0,35 m/s.

Dans un second temps, la même méthodologie est appliquée à des images de grande taille (400 km par 400 km au minimum) pour lesquelles l'angle d'incidence local varie de 16° à 42° . Cette nouvelle configuration nécessite une analyse préalable de l'effet de l'angle d'incidence sur le décalage Doppler. Nous montrons que la contribution relative du courant au décalage Doppler augmente avec l'angle d'incidence et varie également en fonction de la direction du vent par rapport à la direction radiale. Les vitesses extraites des données SAR présentent un accord quantitatif avec les mesures de courant de capteurs in-situ. Ce résultat est encourageant pour le développement d'une application opérationnelle de cette méthode.

Enfin, la dernière partie de ce travail est consacrée à un cas plus complexe pour lequel l'existence de courant côtier fortement variable ne permet plus de faire l'hypothèse de courant uniforme sur la surface d'estimation du décalage Doppler. Nous analysons dans ce cas des cartes de décalage Doppler à une résolution de l'ordre du kilomètre. Malgré la complexité de la situation, là encore, la confrontation des vitesses déduites du décalage Doppler avec des cartes de courant de marée indique le large potentiel des images SAR pour restituer une information de courant de surface à haute résolution.

Mots clés : radar à synthèse d'ouverture (RSO), courant océanique, ENVISAT, décalage Doppler, analyse de données satellitaires.

Abstract

The aim of this thesis is to extract the radar line-of-sight component of sea surface current from the Doppler shift of a signal received by a synthetic aperture radar on board of ENVISAT. The primary goals of this work are the separation of waves and surface current components to this Doppler shift and, furthermore, the expansion of this analysis to multiple angles of incidence, thereby making it possible to map sea surface currents. This study is limited to vertical polarization and to the radar frequency band C. Extraction of current signature is based on the assumption that the Doppler shift is caused solely by surface gravity waves and by surface current. Moreover, we initially assume that the current is uniform within the surface of Doppler shift estimation. Under these assumptions, the current component can be deduced from the Doppler shift by subtracting the wave component. The latter have relatively short wavelengths, which is typical of wind-sea. Practical use of 10 m wind information for the estimation of waves component is evaluated.

A method for extracting surface current information is developed and tested, initially for a constant incidence angle of 23° , on small-sized and isolated ocean images from all over the oceans. A comparison of the monthly average speeds, obtained by on-site current measurements, indicates an RMS error of 0.35 m/s.

As a further step, the same methodology is applied for larger acquisitions (400 km by 400 km minimum) for which the incidence angle ranges from 16 to 42° . This new configuration requires a preliminary analysis of the effect of incidence angle variation on the Doppler shift. We show that an increase of the angle of incidence results in the increase of the relative component of surface current to the Doppler shift, and that the latter also varies according to the direction of wind with respect to the direction of the radar. The estimated surface current component shows a good quantitative correspondence with the same component measured by on-site sensors. This result is encouraging in view of the development of a more systematic technique.

Finally, the last part of this work is devoted to a more complex case, namely that of coastal current: here, the hypothesis of a uniform surface current within the estimation surface cannot be maintained anymore due to the great variability of these currents. In this case, we proceed by analyzing maps of Doppler shift of a 1 km resolution. Despite the complexity of this situation, once again, the comparison between Doppler shift-derived velocities and data from tidal current maps indicates a strong potential of SAR images to return high resolution information on surface currents.

Keywords: synthetic aperture radar (SAR), sea surface current, ENVISAT, Doppler shift, satellite data analysis.

Remerciements

J'adresse ici tous mes remerciements aux différentes personnes qui m'ont formée, conseillée, orientée et qui m'ont permis d'achever cette thèse.

Plus particulièrement, merci à Fabrice Ardhuin qui, le premier, m'a parlé des travaux réalisés sur le SAR par la société BOOST Technologies, puis, à Vincent Kerbaol, Fabrice Collard et René Garelo pour m'avoir fait confiance ainsi qu'à l'Association Nationale pour la Recherche et la Technologie pour le co-financement de cette thèse en entreprise dans le cadre d'une Convention Industrielle de Formation par la REcherche.

Merci à René Garelo, mon directeur de thèse, pour son appui et son soutien moral tout au long de ce travail.

Merci à Fabrice Collard pour m'avoir fait partager son expérience sur le SAR. Ce travail n'aurait pu être mené sans son précieux concours alliant intelligence, précision et intuition.

Je joins également à ces remerciements Guillaume Hajduch, Alexis Mouche et Bertrand Chapron qui ont largement contribué grâce à leur discussion à faire ressortir la finesse de ce travail de recherche. Merci aussi à Marie-Hélène Rio pour ses conseils sur les mesures de courant de surface océanique.

Je remercie particulièrement Danièle Hauser et Philippe Forget pour avoir accepté d'être rapporteurs de ma thèse, pour le temps consacré à la lecture du manuscrit et les remarques qu'ils ont apportées. Merci également à Christophe Delacourt, Emanuel Radoi et Fabrice Ardhuin (encore une fois) d'avoir participé au jury et de s'être intéressés à ce sujet.

Merci aux collègues de BOOST Technologies, puis de CLS pour l'ambiance sympathique qui y règne.

Merci au département Image et Traitement de l'Information et à Télécom Bretagne pour leur accueil en dernière année. Je reste très impressionnée par la diversité culturelle des personnes rencontrées durant ces derniers mois de thèse.

Merci enfin à ma famille pour son soutien et son aide indéfectibles.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Remerciements	v
Introduction	1
1 Introduction à la mesure du courant de surface	5
1.1 Introduction aux courants de surface	5
1.1.1 Principe de formation de quelques courants de surface	5
1.1.2 Systèmes de mesure des courants de surface	12
1.1.3 Évaluation des courants de surface sur une échelle globale	17
1.2 Le radar à ouverture synthétique, SAR	19
1.2.1 Radar à visée latérale	20
1.2.2 Principe du radar à ouverture synthétique	24
1.2.3 Le SAR à bord d'ENVISAT	28
1.3 Surface de l'océan et signal électromagnétique	31
1.3.1 Introduction aux vagues	31
1.3.2 Modélisation du champ électromagnétique diffusé	35
1.3.3 Interprétation de la section efficace radar	38
1.4 De la fréquence Doppler à une mesure radiale du courant de surface	39
1.4.1 Définition de l'anomalie Doppler et de la vitesse de surface	39
1.4.2 Exemple d'une mesure de la vitesse de surface	41
1.4.3 Revue sur les travaux antérieurs d'estimation du courant à partir de la vitesse de surface	42
2 Analyse des anomalies Doppler pour un angle d'incidence fixe	45
2.1 Calcul de l'anomalie Doppler pour les acquisitions en mode vague	46
2.1.1 Sources d'erreurs lors du calcul de l'anomalie Doppler	46

2.1.2	Caractérisation d'une composante instrumentale entre janvier 2004 et juin 2008	47
2.1.3	Prise en compte de l'attitude du satellite lors de la prédiction de la fréquence Doppler	47
2.2	Méthode d'évaluation de la composante du courant	49
2.2.1	Interprétation géophysique de l'anomalie Doppler des imagerie en mode vague	49
2.2.2	Caractéristiques de l'anomalie Doppler en fonction du vent	50
2.2.3	Loi empirique de la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler	52
2.3	Analyse des vitesses résiduelles	54
2.3.1	Climatologie mensuelle des vitesses résiduelles	54
2.3.2	Mesures de courant des bouées océanographiques dans la zone équatoriale pacifique	64
2.3.3	Composantes zonales du courant à partir des vitesses résiduelles	71
2.4	Conclusion	74
3	Influence de l'angle d'incidence	77
3.1	Calcul de l'anomalie Doppler pour les acquisitions WSM	78
3.1.1	Caractérisation de composantes instrumentales sur les acquisitions en mode WSM	78
3.1.2	Amélioration du calcul de l'anomalie Doppler pour les acquisitions WSM	80
3.1.3	Influence de l'attitude de la plate-forme satellite lors du calcul de l'anomalie Doppler	83
3.1.4	Comparaison des anomalies Doppler du mode WSM à 23° avec celles du mode vague	85
3.2	Prise en compte de l'angle d'incidence dans la méthode	87
3.2.1	Caractéristiques de l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence	87
3.2.2	Composante de l'état de mer à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence	89
3.3	Analyse des vitesses résiduelles en fonction de l'angle d'incidence	91
3.3.1	Comparaison des vitesses résiduelles à différents angles d'incidence	91
3.3.2	Contribution du courant à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence	93
3.3.3	Analyse des vitesses résiduelles extraites d'une acquisition WSM	95
3.4	Conclusion	99
4	Influence de la variation du courant	103
4.1	Calcul de l'anomalie Doppler sur les acquisitions IMS	104
4.1.1	De la fréquence à l'anomalie Doppler pour les acquisitions IMS	104
4.1.2	Spécificité de l'anomalie Doppler des acquisitions IMS	106

4.2	Les vitesses SAR en mer d'Iroise	108
4.2.1	Les courants de surface en mer d'Iroise	109
4.2.2	Comparaisons des vitesses SAR avec les mesures de courant en mer d'Iroise	110
4.3	Influence de l'état de mer sur les vitesses de surface SAR	113
4.4	Conclusion	118
Conclusion		119
Bibliographie		121
A Liste des publications et participations scientifiques		129
B Amélioration du calcul de l'anomalie Doppler au-dessus de l'océan pour les acquisitions SAR d'ENVISAT		131
C Coefficients de la fonction « DOPMOD »		141
D Coefficients de la fonction « CDOP »		143
E Atlas des courants de marée en mer d'Iroise		145
F Résultats sur la campagne SURLITOP		149

Liste des figures

1.1	Spirale d'Ekman	7
1.2	Cartes moyennes mensuelles Quikscat	8
1.3	Circulations cyclonique et anticyclonique des courants de surface	10
1.4	Composante M2 de la marée	11
1.5	Rose des courants de marée [67]	12
1.6	Les bouées dérivantes du programme GDP	14
1.7	Répartition des bouées fixes à l'équateur des océans Atlantique et Pacifique .	15
1.8	Exemple d'implantation de radars HF à la pointe Bretagne	16
1.9	Modélisation des courants de marée en mer d'Iroise par MARS2D	19
1.10	Configuration d'un radar à visée latérale	20
1.11	Onde incidente et forme de l'onde ré-émise sur une interface dont la rugosité augmente d'après [21]	22
1.12	SERN en fonction de l'angle d'incidence	23
1.13	Antenne SAR synthétique	24
1.14	Position d'une cible et fréquence Doppler associée	25
1.15	Spectres Doppler issus d'une image ASAR/ENVISAT	28
1.16	Fauchées de l'ASAR	29
1.17	Vitesse orbitale des particules le long d'une vague d'après [3]	32
1.18	Vitesse de phase des ondes centimétriques en fonction de la longueur d'onde .	33
1.19	Exemple de représentation de la surface par des spectres provenant d'une bouée directionnelle	34
1.20	Représentation du trajet de l'onde électromagnétique	35
1.21	Mécanisme de rétrodiffusion de Bragg d'après [3]	37
1.22	Exemple d'acquisition WSM le 14 septembre 2006 à 21h58 UTC au-dessus de la mer d'Iroise	38
1.23	Configuration des vitesses observées par le radar	40
1.24	Configuration d'un SAR ATI	42
2.1	Écarts types des anomalies Doppler en fonction du vent radial pour 3 méthodes	48

2.2	Anomalies Doppler et leur densité en fonction du vent radial	50
2.3	Anomalies Doppler moyennes en fonction du vent radial et de la direction azimutale du vent	51
2.4	Représentation de « DOPMOD » en fonction du vent radial et de la direction azimutale du vent	53
2.5	Variabilité du courant dans la direction zonale sur une année	55
2.6	Coefficient de variation du nombre d'imagettes par cellule pour différentes tailles de cellule	56
2.7	Climatologie mensuelle des vitesses résiduelles pour des traces ascendantes et descendantes	58
2.8	Vitesses radiales issues de la climatologie en fonction des vitesses radiales moyennes d'OSCAR pour le mois de juillet	59
2.9	Position des profils sur la zone équatoriale pacifique	60
2.10	Profils de trois climatologies au mois de janvier	61
2.11	Idem à la figure 2.10 pour le mois de juillet	62
2.12	Comparaison de la climatologie des vitesses résiduelles avec celle issue des bouées dérivantes et d'OSCAR	64
2.13	Position des bouées utilisées lors des comparaisons	65
2.14	Intensités des vitesses à 10 m de la surface en fonction de celles à 5 m, et directions à 10 m en fonction de celles à 5 m	66
2.15	Différences entre les courants à 5 m et à 10 m de la surface en fonction de la différence entre les directions du courant à 10 m et du vent	67
2.16	Vitesses résiduelles SAR en fonction des vitesses radiales des bouées de la campagne TAO/TRITON (a) pour les mesures à 10 m sous la surface, (b) pour les mesures à 5 m sous la surface	69
2.17	Représentation des vitesses radiales OSCAR en fonction des vitesses radiales du courants mesurées par les bouées	70
2.18	Configuration des traces ascendantes et descendantes utilisée pour le calcul de la composante zonale	72
2.19	Idem à la figure 2.12 pour les vitesses zonales	74
2.20	Composante zonale moyenne calculée à partir des vitesses résiduelles moyennes mensuelles	76
3.1	Anomalies Doppler moyennes situées au-dessus de la mer le long de la direction radiale	79
3.2	Anomalies Doppler le long de la direction azimutale pour des acquisitions au- dessus du Brésil	80
3.3	Schéma résumant l'algorithme suivi pour corriger les variations instrumentales des acquisitions WSM dans la direction radiale	81
3.4	Anomalies Doppler moyennes au-dessus de la terre (rouge) et au-dessus de la mer (bleu) dans la direction radiale réalisées à partir de l'acquisition WSM datée du 28 décembre 2007, 22h22	81

3.5	Anomalies Doppler à l'issu du traitement, vitesses de surface associées et intensités du vent co-localisées	83
3.6	Anomalies Doppler obtenues avec les corrections d'attitudes mesurées en fonction des anomalies Doppler calculées sans prise en compte des attitudes. . . .	84
3.7	Différence entre les anomalies Doppler obtenues avec les fichiers d'attitude et sans en fonction de l'angle d'incidence.	84
3.8	Différence entre les anomalies Doppler obtenues avec les fichiers d'attitude et sans en fonction de l'angle d'incidence	85
3.9	Anomalies Doppler à 23° d'incidence en fonction du vent radial	86
3.10	Distribution et moyenne des anomalies Doppler en fonction de l'incidence . .	88
3.11	Idem à la figure 3.10 pour le cas upwind.	89
3.12	Représentations de la loi empirique « CDOP » en fonction de l'incidence pour plusieurs configurations de vent	90
3.13	Vitesses résiduelles en fonction des vitesses radiales SURCOUF pour des angles d'incidence de 29° (a), 33° (b), 37° (c) et 42° (d) pour des acquisitions situées au large du sud de l'Afrique.	92
3.14	Contributions du courant à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence, obtenues pour un courant radial fixe de 0,3 m/s en condition downwind (a) et upwind (b).	94
3.15	Idem à la figure 3.14 pour un courant radial de 0,7 m/s	95
3.16	Représentation conceptuelle du système du courant des Aiguilles d'après [42]	96
3.17	Anomalies Doppler extraites de l'acquisition WSM au large de l'Afrique du sud datée du 11 août 2007 à 07h37.	97
3.18	Décalage Doppler moyen du à l'action du vent obtenu à partir de la fonction « CDOP » et des informations de vent ECMWF pour l'acquisition WSM au large de l'Afrique du sud datée du 11 août 2007 à 07h37.	98
3.19	Vitesses résiduelles extraites des anomalies Doppler de l'acquisition WSM au large de l'Afrique du sud datée du 11 août 2007 07h37	99
3.20	Vitesses résiduelles de surface sur l'ensemble de la fauchée acquise le 11 août 2007 à 7 :37	101
4.1	Méthode suivie pour obtenir les anomalies Doppler des acquisitions IMS. . . .	105
4.2	Fréquences Doppler estimées par la méthode de Madsen en fonction de la direction radiale	106
4.3	Champs d'anomalie Doppler pour l'acquisition IMS du 5 octobre 2005 avant et après filtrage	108
4.4	Courants en mer d'Iroise à la date du 3 novembre 2005 à 21h58 correspondant à une marée de cycle PM+5,5 coefficient de 90 : (a) vitesses HF à 22h00, (b) vitesses issues du modèle MARS2D	109
4.5	Représentations géographiques des courants radiaux pour l'acquisition du 5 octobre 2005 à 21h58	113
4.6	Position des différentes mesures de vent.	114

4.7	Décalage moyen des vitesses SAR par rapport à l'axe horizontal en fonction de l'anomalie Doppler moyenne due au vent et déduite de la fonction « CDOP ».	116
4.8	Cartes des courants radiaux pour l'acquisition du 3 novembre 2005	117
E.1	Courants de marée pour les cycles PM-6 et PM-5 d'après [65].	146
E.2	Courants de marée pour les cycles PM+2 et PM+3 d'après [65].	146
E.3	Courants de marée pour les cycles PM+5 et PM+6 d'après [65].	147
F.1	Cartes des vitesses radiales mesurées par le radar HF (a), des vitesses de surface SAR (b), des vitesses radiales du modèles MARS2D (c) pour le 22/08/05. . .	150
F.2	Vitesses de surface SAR en fonction des vitesses radiales des radars HF (a), en fonction des vitesses radiales du modèles MARS2D (b) pour le 22/08/05. .	150
F.3	Cartes des vitesses de surface SAR corrigée d'une composante moyenne pour le 22/08/05.	151
F.4	Idem à F.1 pour le 25/08/05 à 10h37.	152
F.5	Idem à F.2 pour le 25/08/05 à 10h37.	152
F.6	Idem à F.3 pour le 25/08/05 10h37.	152
F.7	Idem à F.1 pour le 25/08/05 21h58.	153
F.8	Idem à F.2 pour le 25/08/05 21h58.	153
F.9	Idem à F.3 pour le 25/08/05 21h58.	154
F.10	Idem à F.1 pour le 16/09/05.	154
F.11	Idem à F.2 pour le 16/09/05.	155
F.12	Idem à F.3 pour le 16/09/05.	155
F.13	Idem à F.1 pour le 02/10/05.	156
F.14	Idem à F.2 pour le 02/10/05.	156
F.15	Idem à F.3 pour le 02/10/05.	156
F.16	Idem à F.1 pour le 05/10/05.	157
F.17	Idem à F.2 pour le 05/10/05.	157
F.18	Idem à F.3 pour le 05/10/05.	158
F.19	Idem à F.1 pour le 03/11/05.	158
F.20	Idem à F.2 pour le 03/11/05.	159
F.21	Idem à F.3 pour le 03/11/05.	159
F.22	Représentation des vitesses radiales MARS2D et SAR	161
F.23	Idem à F.22 pour les dates du 16/09/05, du 02/10/05, du 05/10/05 et du 3/11/05.	162

Liste des tableaux

1.1	Angles d'incidences associées aux fauchées stripmap	29
1.2	Angles d'incidences associées aux fauchées scansar	30
1.3	Caractéristiques des acquisitions WVW, IMS et WSM	31
2.1	Tableau incluant les résultats des comparaisons des vitesses radiales à 10 m avec les vitesses SAR pour les treize bouées	68
2.2	Idem au tableau 2.1 pour les deux bouées dont les mesures de courant sont situées à 5 m sous la surface	68
4.1	Caractéristiques de la marée pour chacune des images sélectionnées.	110
4.2	Tableau incluant les différents paramètres des comparaisons entre les vitesses SAR et les vitesses radiales HF pour les 7 images sélectionnées.	111
4.3	Idem au tableau 4.2 pour les comparaisons entre les vitesses SAR et les vitesses radiales issues du modèle MARS2D.	112
4.4	Mesures du vent en trois positions colocalisées aux images en mode IMS.	115
4.5	Caractéristiques moyennes du vent et des comparaisons entre les vitesses SAR et les vitesses radiales de référence pour les 7 images sélectionnées.	116

Glossaire

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler désigne un courantomètre dont le principe de mesure se base sur l'effet Doppler, 13
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar désigne le SAR embarqué sur ENVISAT, 28
AVHRR	Radiomètre embarqué sur les plate-formes satellite MetOp et permettant la mesure de la température à la surface des océans, 18
CNES	Centre Nationale d'Études Spatiales, 16
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts soit en français Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme, 50
ENVISAT	ENVironmental SATellite, satellite mis en orbite le 1 ^{er} mars 2002 par l'ESA, 3
ERS-1	Satellite d'observation de la Terre lancé en 1991 et développé par l'ESA, 22
ERS-2	Satellite d'observation de la Terre lancé en 1995 et développé par l'ESA, 16
ESA	European Space Agency ou en français Agence Spatiale Européenne, 28
GFO	Satellite d'observation de la Terre lancé en 1998 et développé par la marine de guerre étasunienne, 16
IMS	Acquisition de l'ASAR en mode IM en haute résolution, 29
Jason-1	Satellite d'altimétrie satellitale lancé en 2001 et développé conjointement par la NASA et le CNES, 16
MARS2D	Algorithme de calcul des courants marins développé par l'Ifremer basé sur une méthode en différences finies sur un maillage régulier résolvant le système d'équations dit de Saint-Venant, 19

Mercator Océan	Groupement d'intérêt public chargé de mettre en œuvre un système permettant de décrire à tout instant l'état de l'océan, 18
mode IM	Mode d'acquisition de l'ASAR dont la surface des images atteint de 56 à 100 km par 100 km, 28
mode WS	Mode d'acquisition de l'ASAR dont la surface standard des images atteint 400 km par 400 km, 28
mode WV, ou mode vague	Mode d'acquisition de l'ASAR dont la surface des images atteint de 5 à 10 km par 5 km, 28
NASA	National Aeronautics and Space Administration, agence gouvernementale responsable du programme spatial étasunien, 16
NOAA	National Ocean and Atmospheric Administration, agence étasunienne responsable de l'étude de l'océan et de l'atmosphère, 13
OSCAR	Estimation des courants de surface, produite par la NOAA, à l'échelle globale à partir de plusieurs données satellitaires, 17
PIRATA	Réseau de bouées océanographiques déployées dans l'océan Atlantique, 13
radar HF	Radar fonctionnant dans le domaine des Hautes Fréquences défini entre 3 MHz et 30 MHz soit des longueurs d'onde entre 10 et 100 m, 15
RADARSAT-1	Satellite d'observation de la Terre lancé en 1995 et développé par l'Agence Spatiale Canadienne, 22
SAR	Synthetic Aperture Radar, soit en français radar à synthèse d'ouverture ou radar à ouverture synthétique, 2
SAR ATI	Along-Track Synthetic Aperture Radar Interferometry soit en français interférométrie le long de la trace SAR, 41
SEASAT	Satellite d'observation de la Terre lancé en 1978, 20
SERN	Surface Équivalente Radar Normalisée, 22
SURCOUF	Estimation des courants de surface, produite par Mercator Océan, à l'échelle globale à partir de plusieurs données satellitaires, 17
SURLITOP	SURveillance LITtorale OPérationnelle, projet de recherche et de développement pour déterminer les performances de radars HF sur le littoral de la mer d'Iroise, 15
système ARGOS	Système mondial de localisation et de collecte de données géopositionnées par satellite, né en 1978 d'une coopération entre le CNES, la NOAA et la NASA, 13

TAO/TRITON	Réseau de bouées océanographiques déployées dans l'océan Pacifique, 13
TOPEX/Poseidon	Satellite d'océanographie développé par la NASA et le CNES et lancé le 10 août 1992, 11
WSM	Acquisition de l'ASAR en mode WS en résolution moyenne, 29
WWV	Acquisition de l'ASAR en mode WV comprenant le spectre des vagues, 28

Introduction

Les premières descriptions des courants de surface à grande échelle sont associées aux premiers voyages transocéaniques. En 1497, Vasco de Gama (1469-1524) indiquait dans son livre de bord la présence d'un fort courant sur la côte est de l'actuelle Afrique du Sud, tandis qu'en 1513, Ponce de Léon (1460-1521) décrivait le Gulf Stream comme un courant dont l'intensité était plus importante que la force du vent. Avec l'intensification des échanges maritimes, les mesures de courant de surface se sont multipliées. Ces mesures ont principalement consisté à noter les écarts entre la position effective et le cap tenu par le bateau. De ces multiples mesures ont été réalisées les premières représentations globales des courants de surface dans les années 1940 [63]. Cette représentation s'est depuis affinée grâce à la diversité des informations collectées à la surface. Malgré les progrès réalisés sur la compréhension du fonctionnement de la machine océan, la mesure du courant de surface reste encore aujourd'hui un challenge pour les domaines scientifique, environnemental et maritime. L'objet de cette thèse est de participer à l'amélioration des connaissances du courant de surface.

Avant de préciser les moyens employés pour améliorer cette connaissance, nous rappelons que sur les premiers mètres de la couche superficielle océanique, la vitesse de surface des particules est la composition de plusieurs effets liés au courant et à la tension du vent. L'action des vagues résultant de la tension du vent diminue de façon exponentielle avec la profondeur. À 15-20 m sous la surface, l'impact des vagues sur les particules d'eau est quasi nul, il est alors admis que la mesure de la vitesse des particules d'eau représente une évaluation du courant de surface [57]. Obtenir une mesure de courant à partir d'une mesure superficielle implique de séparer l'impact des vagues, aussi appelé état de mer, de celui du courant. Cette étape est indispensable dans le cadre des mesures radar et constitue une partie importante de ce travail de thèse. La mesure du courant obtenue à l'issue de cette étape est considérée comme la mesure du courant à 15-20 m sous la surface.

La couche superficielle océanique supporte les échanges d'énergie entre l'atmosphère et l'océan. Ces processus d'échanges, encore mal compris, restent un vaste domaine de recherche. Ils impliquent à la fois des processus physiques comme les interactions vagues-courant, biologiques avec le suivi du phytoplancton, un des premiers maillons de la chaîne alimentaire, ou encore chimiques avec l'absorption des gaz à effet de serre par les océans.

Outre le domaine de la recherche, la connaissance du courant se révèle déterminante pour des applications à caractère opérationnel tel le suivi d'objets à la surface de l'eau. En effet, avec l'intensification des échanges maritimes, différents objets sont apparus sur la surface océanique, les plus médiatiques étant sans doute les marées noires. Leur suivi se révèle essentiel pour canaliser les nappes d'hydrocarbures et pour tenter de diminuer leur impact sur l'environnement et sur la zone côtière, où l'essentiel des activités biologiques et économiques se concentrent. D'autres objets flottants, comme les conteneurs, se révèlent

dangereux pour la navigation. Ces différentes applications ne peuvent être réalisées qu'à partir d'une connaissance précise du courant.

En navigation maritime, une information de courant plus précise en temps et en espace permet l'amélioration des conditions de transport en mer, la diminution du temps des traversées océaniques et une meilleure appréhension des zones de navigation dangereuse. Les armateurs envisagent d'optimiser les routes de leurs navires avec de potentiels gains économiques et de sécurité : il s'agit, entre autres, de baisser les coûts de carburant en réduisant le temps de transport des cargaisons, ou encore d'éviter les zones dangereuses de vagues et courants contraires. Les différentes applications liées à une meilleure connaissance du courant sont donc multiples et restent à être développées à partir de nouveaux capteurs ou de nouvelles technologies.

Face aux diverses applications potentielles à partir d'une connaissance plus précise du courant, le travail de recherche présenté ici a pour objectif d'étudier une nouvelle méthode permettant d'estimer régulièrement, sur une large zone et à haute résolution, le courant de surface, ou plus exactement sa projection dans l'axe de visée radar. L'instrument d'observation est un radar embarqué sur satellite dont la fréquence d'émission, dans le domaine des micro-ondes, est pratiquement insensible à la couverture nuageuse. Depuis une vingtaine d'années, l'estimation des courants océaniques par satellite s'est principalement organisée autour de l'altimétrie à visée verticale. Alors que celle-ci ne permet qu'une estimation indirecte des courants géostrophiques de surface, la méthode étudiée dans ce travail, basée sur un radar à visée oblique, permet une estimation directe des vitesses de surface. Il s'agit d'un radar à synthèse d'ouverture, qui sera par la suite désigné par l'acronyme anglo-saxon SAR pour Synthetic Aperture Radar.

La synthèse d'ouverture permet d'obtenir une résolution bien supérieure à celle d'un radar classique (aussi appelé radar à ouverture réelle). Les images SAR, d'une résolution métrique, sont déjà exploitées pour diverses applications marines comme l'estimation à haute résolution des champs de vent et houle [15], ainsi que la détection de bateaux et de nappes de pollution. L'estimation de la vitesse des courants de surface au moyen de cet instrument est basée sur le décalage en fréquence (effet Doppler) induit par les vitesses de la surface marine, suivant le même principe que les radars de contrôle automobile. L'extraction de l'information de courant de surface se révèle complexe car différents phénomènes participent aux vitesses de la surface océanique, tels le vent, le courant, les ondes de gravité de surface. L'objectif de cette étude est d'analyser la possibilité d'extraire une information de courant quantitative à partir des données SAR. Ce travail se focalise donc sur le développement d'une méthode d'estimation des courants de surface à partir des décalages Doppler observés et sur sa validation pour trois modes d'acquisition du radar.

Dans le chapitre 1, le contexte général de l'observation des courants de surface, ses techniques de mesures ainsi que les principes de base du SAR et de la télédétection de surface océanique sont rappelés avant d'exposer le travail effectué à partir des images SAR. Ce rappel non exhaustif permet d'introduire la méthodologie suivie pour atteindre notre objectif. En particulier y est définie l'anomalie ou décalage Doppler, différence entre la fréquence Doppler du signal reçu et celle prédite en prenant en compte les mouvements, positions et pointages du radar par rapport à la Terre. Cette anomalie Doppler est ainsi par construction associée aux mouvements de la surface océanique par rapport à la Terre. Convertie en vitesse, elle est la base à partir de laquelle une information de courant peut, en principe, être extraite. Différentes études se sont déjà intéressées aux propriétés du décalage Doppler pour restituer une information de courant de surface. Un état des connaissances sur ce sujet est proposé dans la dernière partie de ce chapitre. La suite du document s'articule autour des méthodes

proposées pour interpréter cette vitesse de surface et en extraire la composante du courant dans l'axe de visée du radar.

Ce travail est mené à partir des données acquises par l'instrument ASAR embarqué sur le satellite ENVISAT lancé en 2002 par l'Agence Spatiale Européenne. Ce radar, opérant à une fréquence de 5,3 GHz (bande C) permet plusieurs configurations d'acquisition. Trois de ces configurations ont été utilisées ici, toutes pour des polarisations verticales en émission et réception (VV). Leurs caractéristiques sont présentées au chapitre 1.

Nous débutons l'exposé de la méthodologie, au chapitre 2, par le cas le plus simple permettant de valider la démarche générale proposée. Cette démarche s'appuie sur les acquisitions en mode vague, situées en plein océan, loin des côtes et composées d'une séquence d'images de 10 par 5 km espacées de 100 km chacune. Pour ce mode d'acquisition, nous faisons l'hypothèse simplificatrice que le courant de surface est homogène sur chaque image. L'avantage de ce mode d'acquisition est à la fois d'opérer à un angle d'incidence quasi constant autour de 23° mais aussi d'offrir un nombre d'acquisitions de l'ordre de 50 000 par mois. Ce très grand nombre nous permet d'étudier, dans de bonnes conditions de représentativité, les statistiques de corrélation entre l'anomalie Doppler et les différents phénomènes responsables des mouvements de la surface.

Le chapitre 3 présente l'extension de l'approche développée au chapitre 2 à un angle de visée quasi fixe, aux angles d'incidence balayés par le mode scanSAR (ou large champ) de 16° à 42° . Ce mode d'acquisition permet d'accéder à des images d'une surface de 400 km par 400 km au minimum. Il offre ainsi la possibilité d'accéder non plus à une estimation ponctuelle mais à une carte d'estimation des vitesses de surface. Bénéficiant là encore d'un nombre relativement important d'acquisitions, nous étudions statistiquement dans le chapitre 3 les variations de l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence. Les anomalies Doppler y sont estimées sur une surface similaire au mode vague. Nous utilisons donc les mêmes hypothèses qu'au chapitre 2 pour analyser comment la variation d'angle d'incidence influe sur l'extraction de la composante du courant de surface. Cette analyse, d'abord statistique, est appliquée à la fin de ce chapitre sur le courant des Aiguilles au large de l'Afrique du Sud.

Enfin, le chapitre 4 décrit le cas d'acquisitions en proche côtier, sur une zone où le courant varie fortement. Dans ce cas, l'hypothèse simplificatrice d'homogénéité du courant sur la zone d'estimation de l'anomalie Doppler n'est plus possible. Les fortes interactions entre le courant et les ondes de gravité de surface modifient les contributions respectives du courant de surface et des vagues aux vitesses de surface. Ce cas est étudié à partir des acquisitions en mode stripmap, permettant d'obtenir une information d'anomalie Doppler à une résolution de l'ordre du kilomètre. Nous discutons dans ce cas les limites actuelles d'interprétation des vitesses de surface déduites de l'anomalie Doppler SAR.

Au cours de ce travail, l'analyse des anomalies Doppler a été systématiquement menée avec l'objectif de caractériser une signature de courant de surface, information recherchée par le partenaire industriel CLS. Cette démarche est destinée à répondre aux exigences de cette entreprise participant au traitement des acquisitions SAR faites par l'Agence Spatiale Européenne.

Introduction à la mesure du courant de surface à partir d'acquisitions SAR

La méthode de calcul du courant de surface océanique à partir d'acquisitions SAR touche trois domaines distincts : en océanographie, la mesure des courants de surface, en radar, la technologie du SAR et en télédétection, les mécanismes de rétrodiffusion. Chacun de ces domaines nécessite une brève présentation pour comprendre la méthodologie employée pour restituer une information de courant à partir d'images SAR.

Nous axons ce chapitre d'introduction autour de quatre points. La première partie est consacrée à une description et une explication de quelques courants de surface, à leur mesure ainsi qu'à leur représentation et leur modélisation. La seconde partie présente le radar à ouverture synthétique et plus particulièrement l'ASAR, celui embarqué sur le satellite ENVISAT. La troisième partie établit le lien entre le signal électromagnétique et la surface océanique. Enfin la dernière partie expose la méthode ainsi que les différentes tentatives jusque là entreprises pour restituer les courants de surface à partir de la fréquence Doppler d'un radar.

1.1 Introduction aux courants de surface

Sans entrer dans une liste des courants de surface des océans, cette partie présente les principes physiques majeurs, générateurs de courant, illustrés d'exemples. Nous mettons en avant les caractéristiques du courant qui pourraient être retrouvées par le SAR.

Dans une première section, différents principes conduisant à la formation des courants de surface sont présentés. La deuxième détaille plusieurs techniques de mesure. Enfin, une dernière partie est destinée à leur représentation au moyen de plusieurs méthodes ainsi qu'à leur modélisation.

1.1.1 Principe de formation de quelques courants de surface

Le flux de chaleur, la tension du vent et leurs gradients à la surface de la Terre, la rotation de la terre, l'attraction de la lune, du soleil et de la terre sur la masse d'eau, le mélange des nappes d'eau de différentes caractéristiques, la bathymétrie, ou encore la topographie sont autant de causes génératrices des mouvements des océans ou les influençant. L'objectif de

ce chapitre est de mettre en évidence les particularités de certains courants à la surface et d'introduire quelques concepts liés à leur compréhension. À ce titre, seuls certains forçages sont ici mis en avant : la tension de vent, les forces de pression et de gravité (terrestre, lunaire et solaire). Ces forçages expliquent la majorité des mouvements rencontrés à la surface des océans [9].

La mécanique des fluides géophysiques a mis en place des solutions simples correspondant à ces forçages. Les mouvements de la surface sont généralement une combinaison de ces contributions. Les hypothèses classiquement incluses dans l'étude des océans impliquent des mouvements de surface verticaux négligeables face aux mouvements horizontaux. Dans un repère lié à la Terre (c.-à-d. tournant et dont l'axe z représente la verticale au lieu) et pour un fluide homogène et stationnaire, les équations de conservation de la quantité de mouvement s'écrivent [9] :

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F} + \vec{M} \quad (1.1)$$

où ρ est la masse volumique de l'eau, $\vec{\nabla}$ l'opérateur gradient, p la pression, $\vec{\Omega}$ le vecteur rotation terrestre, \vec{V} la vitesse des particules, \vec{g} la force de la gravitation terrestre, \vec{F} les forces de friction de surface et \vec{M} les forces d'attractions gravitationnelles solaires et lunaires intervenant dans la marée. L'équation de conservation de la masse pour un fluide incompressible donne :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \quad (1.2)$$

Se placer à la surface des océans implique également de s'intéresser aux phénomènes induits par les vagues. Ces phénomènes ne seront pas abordés dans cette partie mais dans celle consacrée à la surface des océans (cf. § 1.3.1).

La partie suivante présente les caractéristiques des courants de surface mis en avant lors de la simplification de l'équation 1.1.

Influence du vent

Les vents soufflant à la surface entraînent une dérive des éléments à sa surface. Fridtjof Nansen (1861-1930) lors de son expédition en mer Arctique entre 1893 et 1896 observa une dérive des icebergs dans une direction différente de celle du vent. Les travaux de Vagn Walfrid Ekman (1874-1954) en 1905 apportèrent une explication théorique [20]. Le formalisme mathématique découle de l'équation de conservation de la quantité de mouvement (équation 1.1). Les hypothèses apportées consistent à négliger les termes de gravitation de la lune et du soleil, ainsi que des forces de pression face aux forces de frictions générées par l'action du vent et par la force de Coriolis. Dans un repère lié à la Terre (c.-à-d. tournant et dont l'axe z représente la verticale au lieu) et pour un fluide homogène et stationnaire, les équations de conservation du mouvement deviennent [9] :

$$\begin{cases} fv &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \\ g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{cases} \quad (1.3)$$

où le vecteur vitesse d'une particule d'eau a pour composante (u, v) dans le plan horizontal orthonormé (\vec{x}, \vec{y}) où \vec{x} désigne la direction zonale et \vec{y} la direction méridienne, f l'intensité de la force de Coriolis égale à $2\Omega \sin \phi$ (avec Ω la norme du vecteur rotation de la

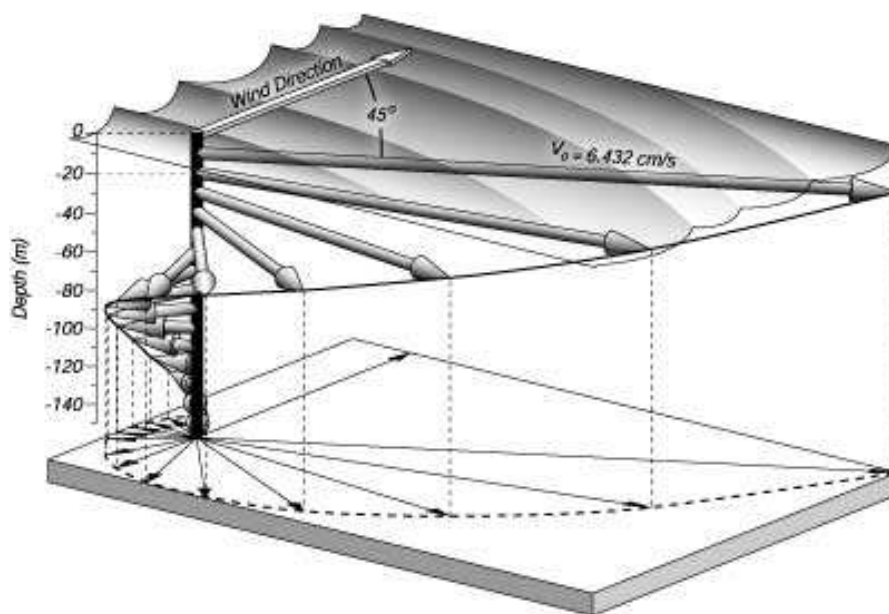


Figure 1.1 — Spirale d'Ekman générée par un vent de 10 m/s à une latitude de 35° N [69]

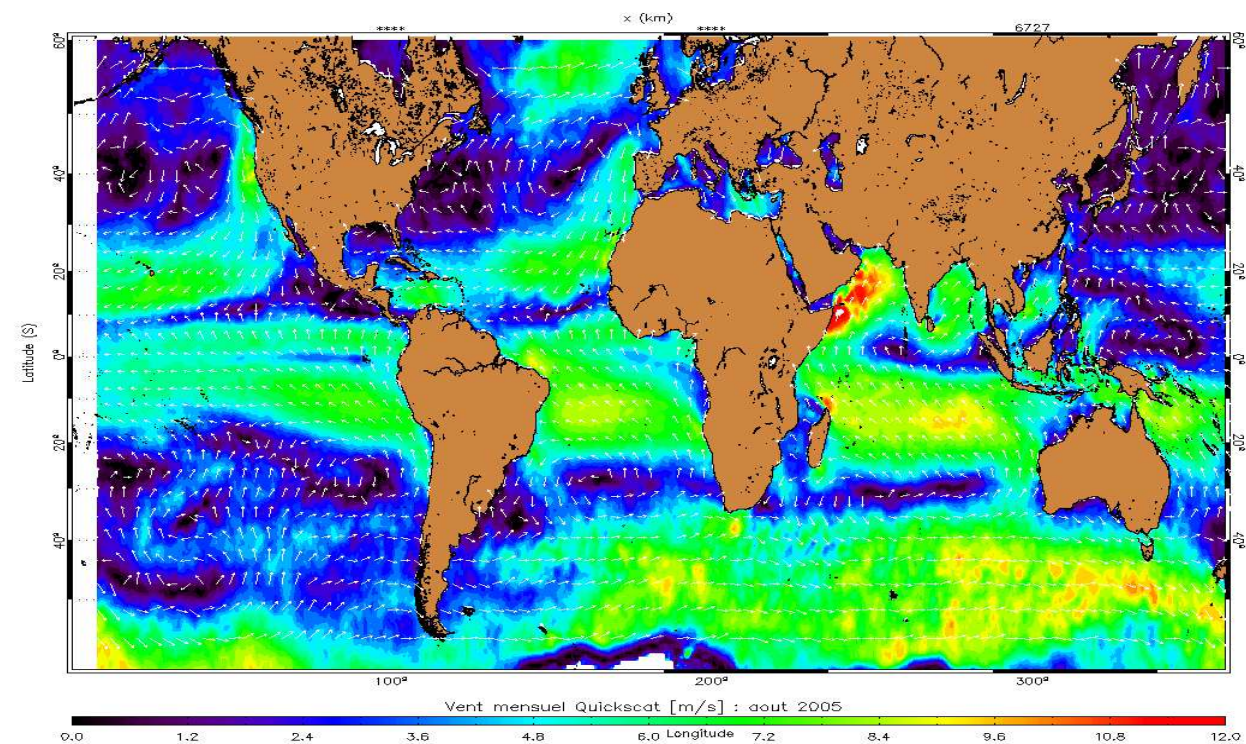
terre et ϕ la latitude), τ_x et τ_y sont les composantes de la tension de surface par rapport aux directions \vec{x} et \vec{y} .

Dans cette configuration, la tension de vent est en équilibre avec la force de Coriolis. La résolution de ces équations montre que le vent soufflant en surface induit sur la colonne d'eau des vitesses dont les directions et intensités décrivent avec la profondeur une spirale appelée spirale d'Ekman (figure 1.1) [69].

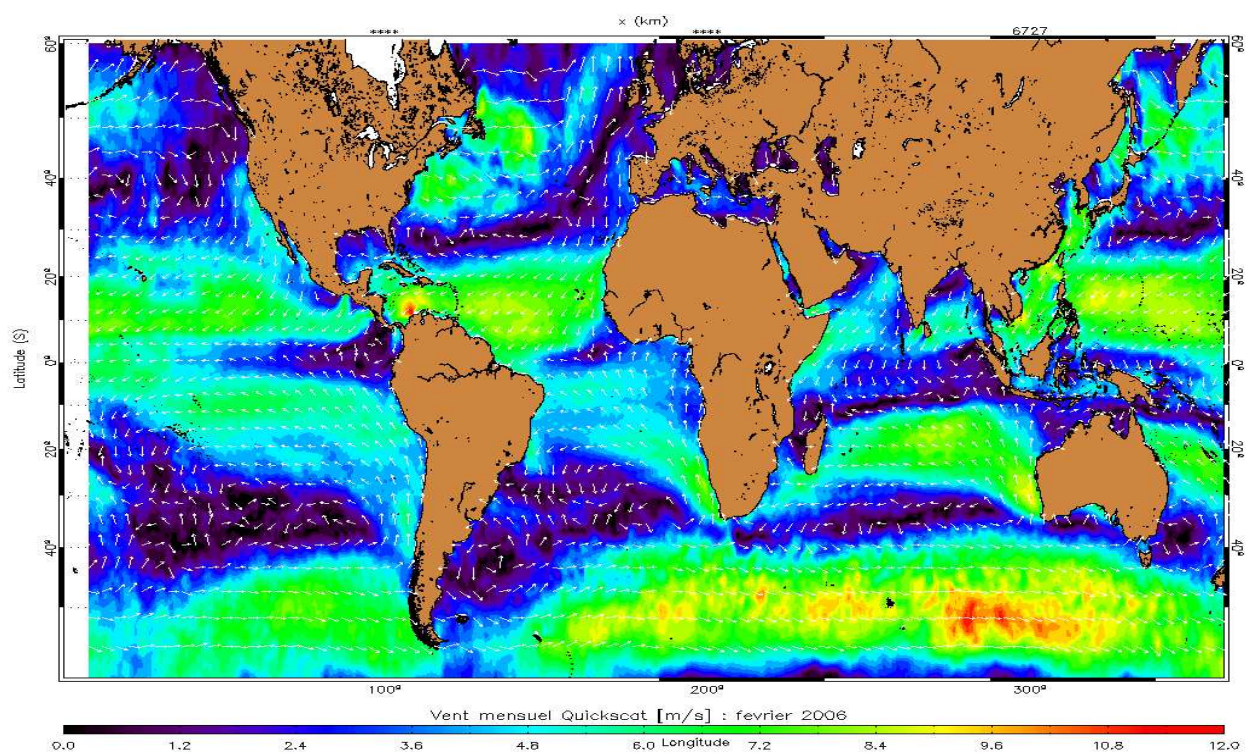
La théorie d'Ekman implique par ailleurs un transport de masse d'eau sur la couche de surface. Ce transport situé à 90° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord est le moteur de phénomènes géophysiques comme les up-welling côtiers. Des campagnes de mesures ont permis de valider les valeurs théoriques du transport d'Ekman [13]. La contribution de cette théorie à la dérive de surface reste elle difficile à évaluer car d'autres phénomènes entrent en action.

La vitesse, ou dérive, de surface est principalement la somme de la composante due aux vagues, ou composante de Stokes, et de la composante du courant moyen. Elle est dominée par la composante de Stokes [68]. Cette dernière composante est souvent paramétrée à l'aide de la vitesse du vent à 10 m. Les travaux de [51, 33, 38, 53] sur la composante de Stokes ont conduit à évaluer cette composante à 3 % de la vitesse du vent. Plus récemment les travaux de [34, 55] ont estimé cette valeur à 1,2 %. Ainsi dans les zones où le vent souffle de façon constante et régulière, les courants de surface présentent également souvent ces propriétés de régularité.

La vitesse de surface et le transport des masses d'eau ont une composante fortement liée à l'action du vent. L'observation à l'échelle globale ou locale des informations de vent implique de facto une connaissance sur les mouvements de la surface océanique. Les cartes de la figure 1.2 montrent une répartition moyenne mensuelle des vents à l'échelle globale. Elles sont obtenues à partir du diffusiomètre Quikscat pour les mois d'août 2005 (carte (a)) et de février 2006 (carte (b)).



(a)



(b)

Figure 1.2 — Cartes moyennes mensuelles Quickscat pour les mois d'août 2005 (a) et février 2006 (b)

Le courant de dérive créé par l'action du vent est plus ou moins fort selon la durée et l'intensité du vent soufflant en surface. L'action de vents réguliers comme les alizés dans les régions intertropicales, produit de part et d'autre de la zone des calmes équatoriaux, deux grands courants d'est en ouest. Très larges, entre 1000 et 1500 km dans l'océan Atlantique, leur vitesse de surface est de l'ordre de 30-50 cm/s [70].

L'action du vent à la surface est l'un des moteurs des mouvements des masses d'eau. Les régimes de vent présents en surface couplés au transport d'Ekman conduisent à une accumulation des masses d'eau dans la partie subtropicale des océans. L'équilibre de ces masses d'eau induit d'autres mouvements en surface que nous décrivons dans la partie suivante.

Approximation géostrophique

En l'absence de vent, l'un des moteurs des mouvements océaniques résulte de l'équilibre entre la force de Coriolis et les forces de pressions dues aux variations de pente de la surface océanique. En terme d'équation, cette simplification conduit aux équations géostrophiques suivantes [69] :

$$\begin{cases} fv &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{cases} \quad (1.4)$$

Les courants géostrophiques sont engendrés par l'équilibre entre les forces de pression et la force de Coriolis. En s'appuyant sur cette hypothèse, Harald Sverdrup (1888-1957) montra en 1947 une circulation anticyclonique à la surface des bassins dans les régions subtropicales. Cette théorie n'expliquait cependant pas les forts courants observés sur les bords ouest des bassins comme le Gulf Stream dans l'océan Atlantique nord, ou le Kuroshio dans l'océan Pacifique nord. La prise en compte des effets du vent permet d'améliorer cette théorie comme le montre la section suivante.

Rôle du vent sous l'hypothèse géostrophique

En rajoutant l'action du vent à la solution proposée par Sverdrup, Henry Stommel (1920-1992) et Walter Munk (1917-) améliorèrent la théorie de la circulation océanique de surface. Ils montrèrent que la circulation de surface des bassins est imposée par le rotationnel du vent [69].

En Atlantique nord, la circulation anticyclonique se caractérise à sa périphérie équatoriale par le courant équatorial nord. Arrivés aux Antilles, ce courant se divise en deux. Une partie entre en mer des Caraïbes en longeant les côtes brésiliennes tandis que l'autre rejoint le courant du Gulf Stream le long des côtes de Floride. Ce courant longe la côte est américaine avant de dériver vers l'est et de franchir la dorsale Atlantique. Plusieurs veines se dégagent alors. Une partie se dirige vers le sud-est et va fermer le circuit anticyclonique. L'autre partie alimente le circuit cyclonique du nord du bassin comme le montre la carte 1.3 issue de [70].

Au niveau de l'équateur, les courants géostrophiques sont inexistants car la force de Coriolis est nulle. Sur la zone des vents calmes entre les deux veines de courants équatoriaux nord et sud s'établit un contre-courant équilibrant les masses d'eau à l'est avec celles accumulées à l'ouest des bassins par les courants équatoriaux.

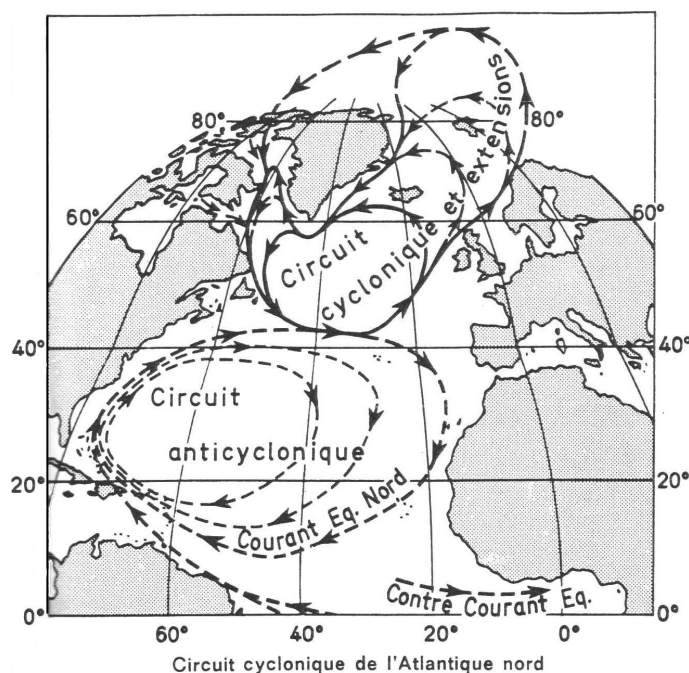


Figure 1.3 — Circulations cyclonique et anticyclonique des courants de surface déduites de la théorie de Munk au-dessus de l'océan Atlantique nord [70]

Le vent a un rôle majeur dans la formation des courants à la surface des océans. Son influence directe a été démontrée par les travaux d'Ekman. De manière plus indirecte, l'action du vent contribue aux différences de pression observées à la surface des océans et utilisées pour définir les courants géostrophiques. En se rapprochant des côtes, la force de la marée sur la masse océanique devient également un facteur important des mouvements de surface comme nous le voyons dans le paragraphe suivant.

Influence de la marée

Le phénomène de la marée est observé et étudié depuis l'Antiquité. Les rôles des attractions gravitationnelles de la lune, du soleil sur les océans (couche fluide superficielle en rotation) ont pu être formalisés à partir des travaux de Pierre-Simon Laplace (1749-1827) en 1799 qui s'appuient sur un développement harmonique du potentiel de la force génératrice des marées en une somme de termes périodiques. La connaissance de ces composantes harmoniques en un lieu donné résulte des mesures faites. Plus la série temporelle de mesures est grande et meilleure sera la connaissance du potentiel générateur de la marée au lieu-dit. Cependant, il est impossible d'obtenir des mesures en chaque point de la côte. La mise en place de modèle de propagation de la marée a permis d'extrapoler les conditions de la marée entre deux points de mesure.

Parmi les composantes harmoniques de la marée, huit contiennent l'essentiel du signal de marée [67]. Parmi elles, les composantes semi-diurnes lunaire (M2) et solaire (S2) de période respective 12,42 heures et 12 heures présentent les coefficients les plus forts. La figure 1.4 illustre la contribution de l'onde M2 sur le globe. Cette carte est réalisée à partir d'un modèle de propagation de la marée [56]. Les mesures réalisées au moyen des altimètres de

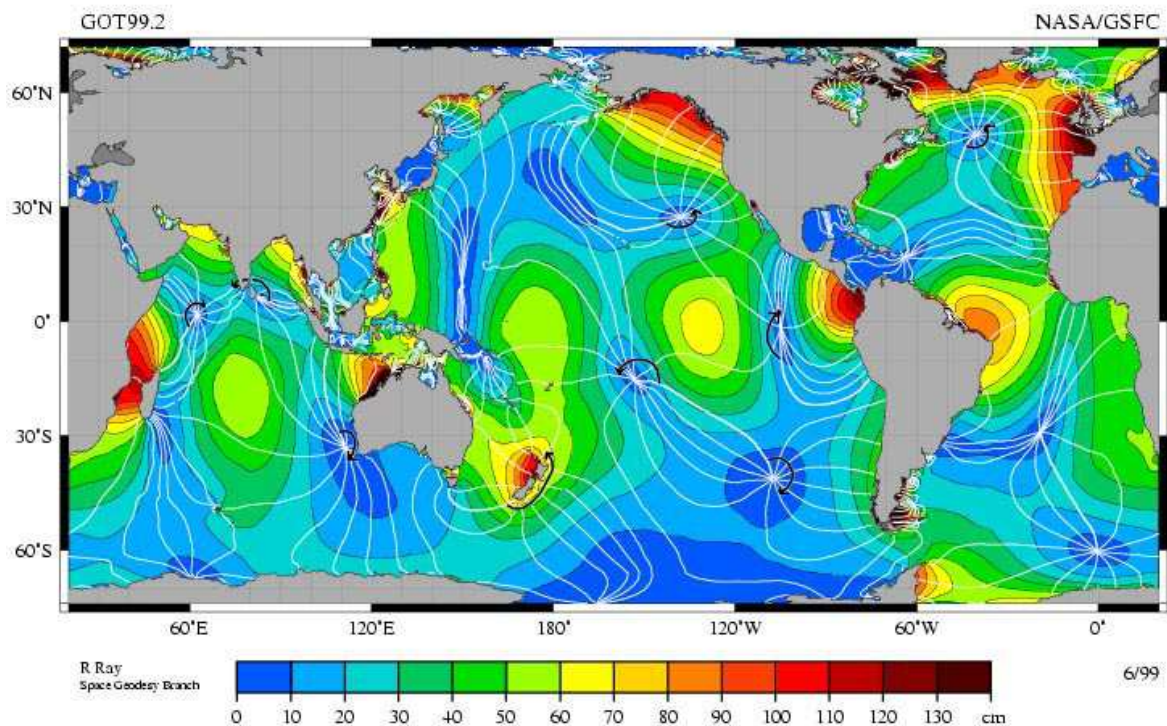


Figure 1.4 — Composante M2 de la marée : la couleur correspond à l'amplitude en centimètres et les lignes blanches aux lignes cotidiales de la marée semi-diurne espacées d'une heure. Les courbes noires indiquent le sens de rotation de l'onde.

la mission TOPEX/Poseidon ont permis de déterminer les composantes harmoniques de M2 sur l'ensemble du globe.

La figure 1.4 montre que certains endroits à la surface du globe ne sont pas influencés par la composante M2. Ils correspondent aux points amphidromiques où la marée est nulle. Cependant la majorité des océans réagit à la force gravitationnelle des astres du soleil et de la lune à travers toute la colonne d'eau. Dans les hauts fonds, le marnage, différence entre hauteurs d'eau en pleine mer et en basse mer est faible, il peut atteindre un maximum de 1,5 m pour une variation d'espace très grande (2000-3000 km). Les courants associés en pleine mer sont donc très faibles. À l'approche des côtes, les variations de bathymétrie en font une composante importante de la circulation littorale. Le passage de l'onde de marée peut être particulièrement ressenti avec des écarts de hauteurs d'eau entre pleine mer et basse mer pouvant atteindre 12 m (exemple du Mont Saint Michel).

La direction des courants de marée suit, pour une marée semi-diurne, une ellipse en fonction de la période de la marée comme le montre la figure 1.5 extraite du livre [67]. Lorsque les conditions géographiques s'y prêtent les courants de marée n'ont qu'une seule direction dont le sens dépend du passage de l'onde de marée. Cette situation arrive régulièrement dans les estuaires ou les passages étroits. Combinés à des variations de bathymétrie, certains courants peuvent régulièrement atteindre de fortes intensités comme au passage du Fromveur entre Ouessant et Le Conquet où les courants de marée atteignent régulièrement 3,5 m/s. Leur variabilité est directement liée à la période de l'onde de marée au lieu considéré. En France, la majorité des marées sont de types semi-diurnes soit une période toutes les 12,42 heures.

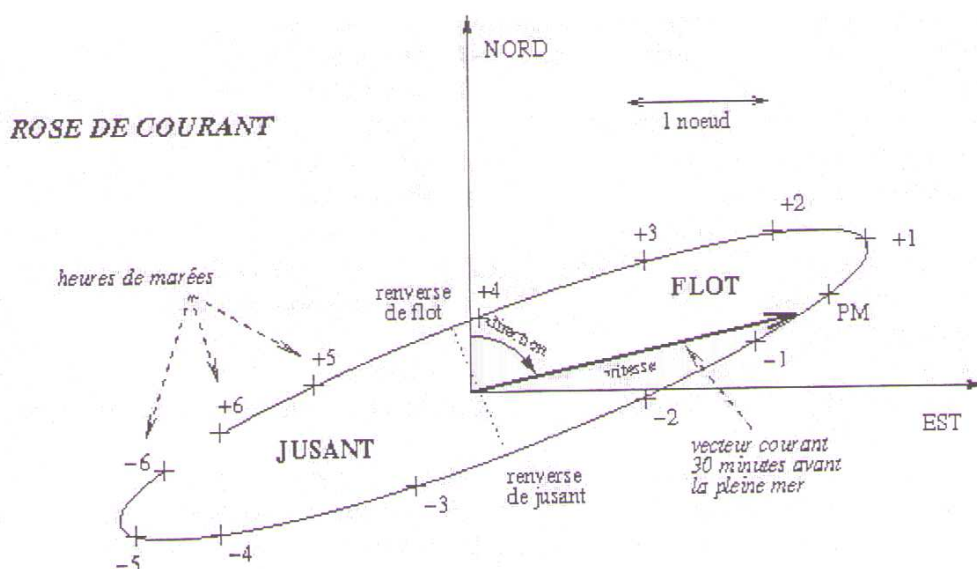


Figure 1.5 — Rose des courants de marée [67]

Les mesures et observations de la marée furent cruciales. En effet, grâce à elles, le potentiel générateur de la marée est établi et les prédictions deviennent possibles. La multiplication des mesures du courant à la surface des océans soutient cette volonté de connaissance et de prédiction à plus ou moins grande échelle des océans. Nous présentons dans la partie suivante un état de l'art des systèmes de mesures des courants existant actuellement.

1.1.2 Systèmes de mesure des courants de surface

Ces dernières années, la mesure des courants s'est intensifiée afin de mieux connaître la circulation océanique générale et les phénomènes climatologiques comme *El Niño* dont l'impact financier touche à la fois l'Amérique du sud, l'Australie et l'Indonésie. D'importants moyens de mesures ont été déployés en vue de comprendre ces phénomènes et de prévoir la situation climatique quelques mois à l'avance. Dans l'océan Pacifique notamment, ces efforts se sont concrétisés par la mise en place de vastes réseaux de bouées et de flotteurs dérivants.

Malgré les efforts entrepris, la surface océanique reste difficile à observer. En effet, quelques points de mesures ne permettent pas de connaître l'état de l'ensemble d'un océan. Des alternatives de mesures ont peu à peu vu le jour. Elles ne sont pas toutes applicables en mer hauturière, mais permettent d'augmenter la couverture spatiale des observations de la surface océanique. Nous présentons dans les parties suivantes différents systèmes mis en place pour mesurer le courant à commencer pour les mesures in situ.

Mesures in situ

Les mesures de courants in situ se font suivant deux méthodes : soit à partir d'une bouée fixe à laquelle est associé un courantomètre, soit en suivant la dérive d'un flotteur.

Les premiers courantomètres munis d'une hélice se basaient sur le décompte du nombre de tours de cette hélice pour évaluer le courant à la profondeur où était disposé l'instrument. Les

courantomètres acoustiques profileurs ou ADCP, utilisent eux l'effet Doppler. Ils émettent régulièrement des ondes sonores qui sont réfléchies par les particules en suspension dans l'eau. Le traitement des signaux recueillis permet de calculer les composantes du courant. Cette technique permet d'accéder à la mesure de courant dans plusieurs couches au-dessus ou au-dessous de l'ADCP suivant la position à laquelle il est placé. La précision de ces capteurs atteint par exemple pour les ADCP placés dans l'océan Pacifique 5 cm/s [52].

La deuxième méthode d'évaluation du courant se base sur la dérive d'un flotteur. Cette alternative est conditionnée par la capacité des flotteurs à émettre un signal ou à enregistrer régulièrement leur position pour récupérer ultérieurement l'ensemble des données. Le système ARGOS, mis en place en 1978, a simplifié ce suivi. En effet, une fois équipé d'une balise ARGOS, le flotteur peut être régulièrement positionné grâce aux satellites. Les mesures (courant ou vent ou autres), faites au moyen d'un capteur disposé sur le flotteur peuvent également être transmises via satellite dans un centre de données dédié.

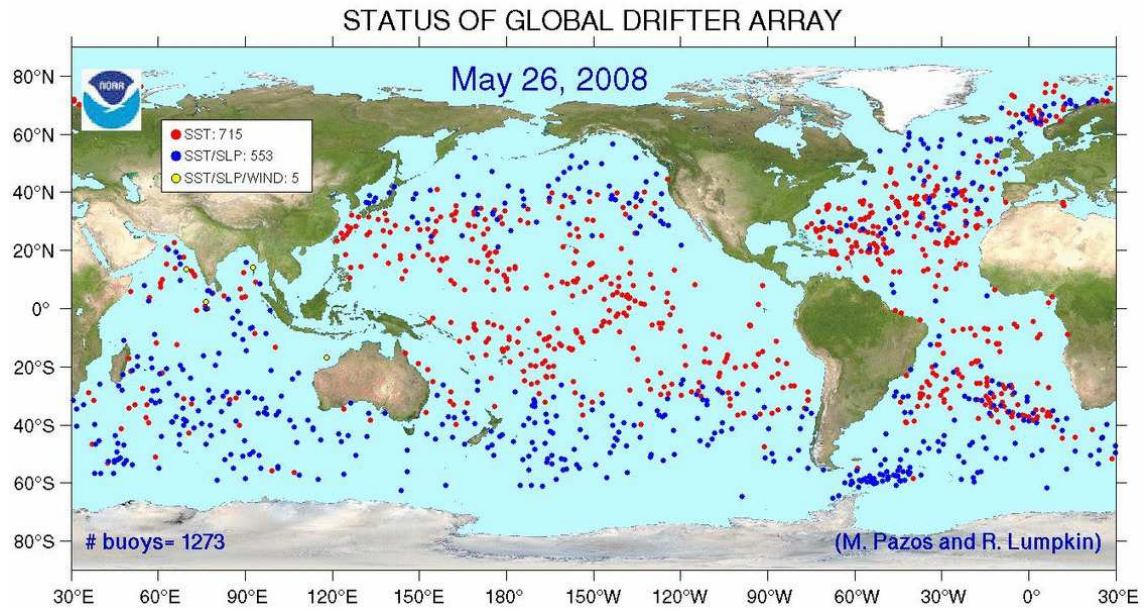
Profitant de cette nouvelle technologie, des réseaux de bouées se sont étendus. Parmi eux, le réseau de bouées dérivantes mis en place par la NOAA offre aujourd'hui des données sur l'ensemble du globe. Depuis 2005, plus de 1250 bouées ont été mises à l'eau. La carte (a) de la figure 1.6 montre leur répartition sur le globe en mai 2008. Ces petits globes de 30 à 40 cm de diamètre possèdent une traîne lestée de 15 m de long leur permettant de suivre la couche de surface. Ils disposent également de différents capteurs mesurant la température de l'eau et pour certains la pression, la vitesse du vent ou encore la salinité. Ces mesures ainsi que la position des bouées sont récupérées toutes les 6 heures, analysées et contrôlées par un centre d'assemblage de données. Leur autonomie énergétique est cependant épuisée au bout de 12 à 24 mois.

Les trajectoires des différentes bouées sur plusieurs années ont permis l'élaboration d'une climatologie de courant de surface [41]. Ces moyennes sont représentées pour le mois d'août sur la carte (b) de la figure 1.6. Cette carte fait ressortir les circulations anticycloniques des bassins océaniques (cf. § 1.1.1) et montre les forts courants de bords ouest (Gulf Stream, Kuroshio). Ces représentations moyennes du courant sont limitées par la couverture des bouées mais possèdent l'avantage d'être associées à une mesure directe de courant.

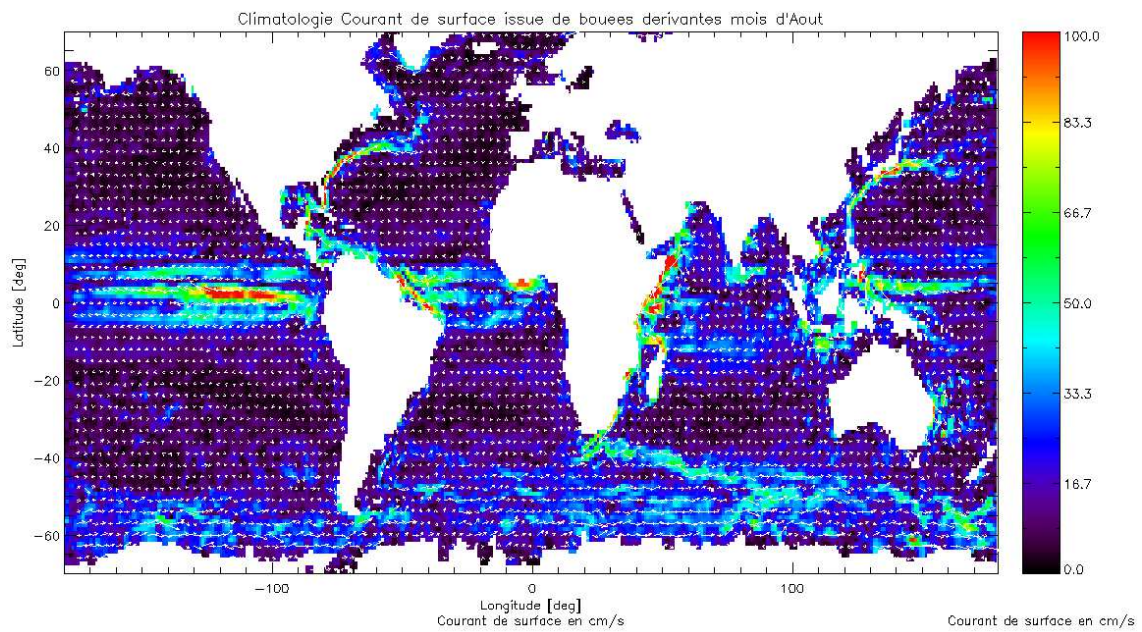
Les stations fixes de mesure en mer ont également bénéficié de la mise en place du système ARGOS. Grâce à lui, les mesures peuvent être récupérées au large sans organiser de campagne en mer. Auparavant, les données étaient soit collectées lors de campagne, soit transmises à la côte via les ondes radio Hautes Fréquences (HF) mais pour une distance au large limitée.

Parmi ces stations, le réseau PIRATA est développé dans la région de l'océan Atlantique tropical, tandis que le réseau TAO/TRITON est déployé dans l'océan Pacifique. Seules certaines stations de ces réseaux disposent de capteurs de courant de surface. La figure (a) de la figure 1.7 montre la disposition du réseau PIRATA, seules les positions de l'extension nord-est et sud-est disposent de courantomètres en plus des ADCP indiqués sur la zone. Dans la région de l'océan Pacifique tropical, une quarantaine de bouées est capable de mesurer le courant. Le principal avantage de ces mouillages en fait également leur principal inconvénient : leur disposition loin du rivage ne permet pas un entretien régulier. Les dégradations régulières de la mer introduisent des brèches sur les séries temporelles des mesures.

Hormis ces grands réseaux organisés de mesure de courant, des ADCP sont régulièrement disposés en mer lors de campagne de mesure. De même, des alternatives ont été imaginées pour augmenter le nombre de mesures comme par exemple la pose d'instruments dans la coque même des bateaux océanographiques ou encore la mise en place d'un ADCP en position



(a)



(b)

Figure 1.6 — (a) Répartition des bouées dérivantes participant au programme GDP en mai 2008, (b) Climatologie des courants de surface pour le mois d'août à partir des flotteurs

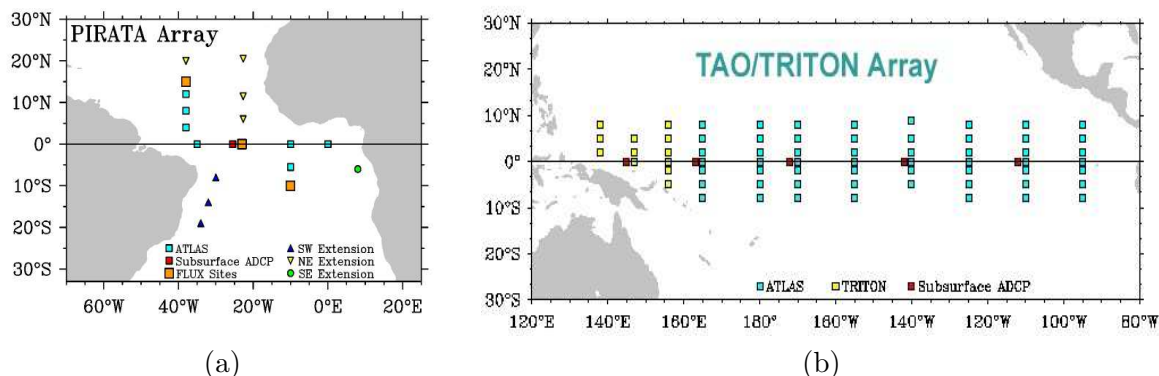


Figure 1.7 — Répartition des bouées à l'équateur pour les océans Atlantique (a - réseau PIRATA) et Pacifique (b - réseau TAO/TRITON)

horizontale ([46]) à l'avant d'un bateau. Ces solutions restent cependant coûteuses à mettre en œuvre, pour une série de mesures restreintes en espace et en temps.

Une autre alternative consiste à prendre en compte toutes les mesures de courant et de vent réalisées à bord des bateaux sur plusieurs années pour effectuer des statistiques de courants en fonction du mois : les « pilots charts ». Ces cartes statistiques de courant et de vent sont principalement utilisées pour planifier une navigation. Elles ont une couverture globale mais ne représentent que des situations moyennes et non une situation à un instant donné.

Télédétection côtière : radar HF

Le radar HF est un système de mesure mis en place le long des côtes [14]. Ce système s'appuie sur la rétrodiffusion des ondes hautes fréquences par les vagues de surface. Le mécanisme de rétrodiffusion est principalement dû aux vagues dont la longueur d'onde correspond à la moitié de la longueur d'onde du signal radar. Lors de l'analyse spectrale de l'écho, les positions des maximums d'énergie peuvent alors être estimées en connaissant la fréquence d'émission de l'onde radar. En présence de courant, la position du maximum d'énergie est décalée car les vagues rétrodiffusant le signal sont elles-mêmes portées par un courant. Ce décalage, appelé décalage Doppler est alors converti en une composante du courant dans la direction de visée du radar (ou direction radiale). L'obtention des composantes du vecteur de courant de surface nécessite la mise en place de deux radars HF dont les directions de visée seraient proches de 90° sur la zone de couverture commune. La surface moyenne recouverte est de l'ordre de quelques milliers de km².

Sur la pointe Bretagne, deux radars HF d'une fréquence d'émission de 12 MHz sont déployés. Leur portée est de 150 km pour une résolution spatiale de 1,5 km. Testés lors de la campagne SURLITOP, ces deux radars, basés à la pointe Garchine et sur le site du Brézellec (carte (a) de la figure 1.8), fournissent de façon opérationnelle depuis juillet 2006 une carte des courants réactualisée toutes les 20 minutes avec une précision inférieure à 20 cm/s. La carte (b) de la figure 1.8 obtenue sur le site http://www.shom.fr/fr_page/fr_act_oceano/vagues/VIGICOTE/temps_reel_f.html illustre la zone recouverte par ces radars dans ce contexte opérationnel.

Un compromis est généralement fait entre la résolution du radar et la portée voulues. Le

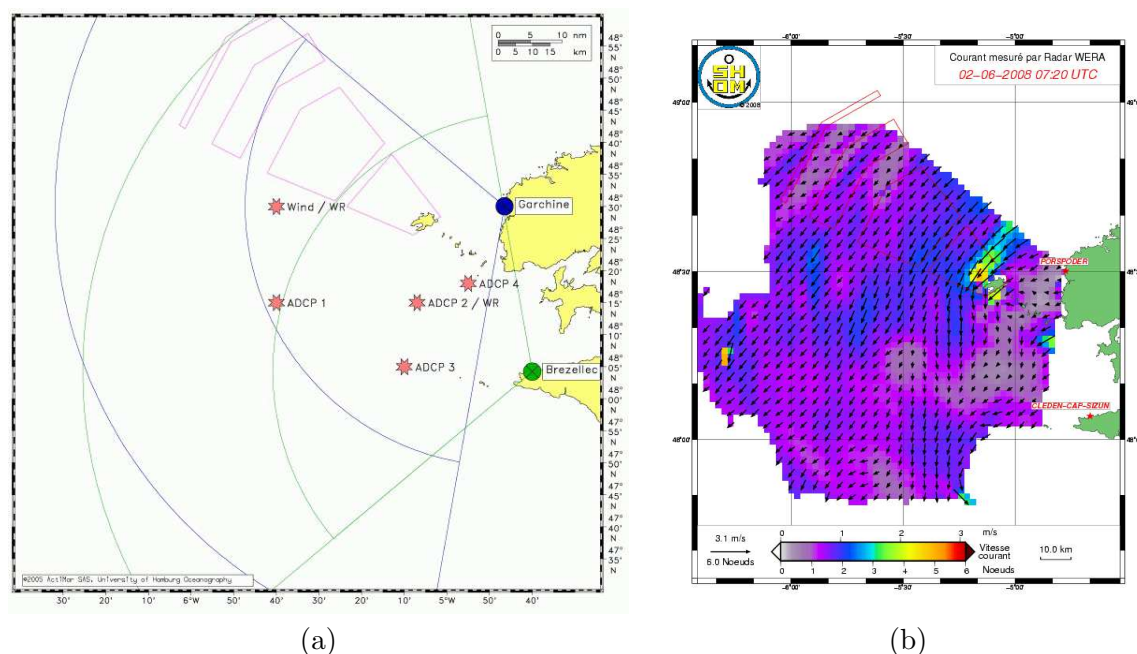


Figure 1.8 — (a) Implantation des sites de radars HF à la pointe Bretagne, (b) Exemple de mesures des courants de surface déduites de ces radars

système de radar HF mis en place sur la mer d'Iroise n'est par exemple pas adapté pour observer les variations du courant dans des passages étroits comme le passage du Fromveur, passage situé entre l'île d'Ouessant et Le Conquet [14]. Cependant il permet d'obtenir une couverture des courants à plus de 150 km des côtes. Cette technique présente ainsi une alternative séduisante pour obtenir une couverture temporelle continue de la mesure du courant de surface sur une surface donnée. De plus, la maintenance des radars HF est plus aisée que celles des bouées en mer.

Télédétection à partir d'une plate-forme satellite

Les premières mesures de courant faites par satellite s'appuient sur les altimètres et l'approximation géostrophique (cf. § 1.1.1). Elles ont été améliorées grâce la mission TOPEX/Poseidon lancée en 1992 conjointement par le CNES et la NASA. Cette mission marque une nouvelle étape pour les altimètres car l'incertitude sur la mesure de hauteurs a été réduite de 50 cm à 3 cm. Il est possible d'obtenir des cartes globales de hauteur de surface d'eau en utilisant les quatre altimètres embarqués sur les missions scientifiques : Jason-1, ENVISAT, ERS-2 et GFO. Mise en parallèle aux mesures in situ ou de système HF, la couverture globale révolutionne la façon d'observer les océans en particulier pour des événements de type *El Niño*.

La restitution des courants de surface au moyen des altimètres reste limitée par plusieurs points. Le premier est le nombre d'altimètres disponible pour fournir une couverture spatiale et temporelle globale la plus régulière possible. Le second concerne la méthode de restitution des courants de surface au moyen des altimètres. Basés sur l'hypothèse géostrophique (cf. §1.1.1), les courants restitués représentent des mouvements grandes échelles de la totalité de la colonne d'eau et ne reflètent pas l'influence du vent. Par ailleurs, la condition géostrophique n'est plus valable à l'équateur pour restituer des courants. Il faut alors em-

ployer l'hypothèse agéostrophique présentée dans les articles [36, 8]. De même, en se rapprochant des côtes, la résolution et les hypothèses faites pour l'altimétrie ne sont plus réalistes pour la restitution des courants. La complémentarité à ce niveau avec les mesures de radars HF ou les mesures in situ est recherchée pour exploiter au mieux les mesures altimétriques.

L'obtention des courants de surface par satellite s'est également développée autour du suivi de traceur, un peu à la manière du suivi de flotteurs dérivants excepté que cette technique donne un champ de courant au lieu d'un unique vecteur. Le traceur généralement employé est la température de surface, mais la couleur de l'eau peut également être utilisée. Différentes méthodes ont été adoptées : par suivi du traceur d'une image à l'autre ou par inversion de l'équation de la chaleur [37]. Cette dernière méthode nécessite des contraintes dynamiques supplémentaires pour résoudre le champ de vitesse de surface [28, 78]. D'autre part, elle fait l'hypothèse que l'advection est la principale cause de déplacement du traceur. Cependant divers phénomènes viennent affecter cette hypothèse : diffusion horizontale importante, remontée d'eaux froides, turbulence. Ces méthodes semblent donc prometteuses mais seulement là où la couverture nuageuse permet d'obtenir des images et où la dynamique de surface est en concordance avec les hypothèses émises.

Enfin une dernière méthode s'est intéressée au potentiel offert par les mesures de températures de surface à basse résolution (20-50 km) pour restituer les courants [30]. Basée sur la théorie de la surface quasi-géostrophique (SQG), cette méthode s'applique pour le suivi des flux moyennes échelles (100-300 km), baroclines instables tels le courant circumpolaire [30].

À travers les différents moyens mis en œuvre pour détecter et mesurer le courant à la surface, il vient rapidement qu'une mesure regroupant les composantes moyenne-échelle (géostrophiques) et plus petite échelle lié au vent sera difficilement obtenue avec un seul instrument. Pour cette raison, des jeux de données combinant plusieurs informations ont été créés. Dans la suite, deux d'entre eux sont présentés : SURCOUF et OSCAR .

1.1.3 Évaluation des courants de surface sur une échelle globale

Les courants de surface ne pouvant être mesurés en chaque point du globe, nous montrons dans cette partie les alternatives utilisées. La première partie présente l'évaluation des courants à partir de plusieurs sources d'information. La seconde partie évoque la modélisation des courants de surface.

Production de cartes de courants à partir de produits mélangés

Les courants géostrophiques obtenus à partir des hauteurs d'eau altimétriques représentent des mouvements liés à l'ensemble de la colonne d'eau. En surface, l'action du vent induit une composante supplémentaire sur les premiers mètres de la couche superficielle. Le courant de surface résulte de ces deux principales composantes. Près des côtes, il faut également ajouter la composante liée à l'action de la marée.

Les instituts chargés de la modélisation des océans ou du climat ont besoin des données de courant de surface afin d'initialiser, de valider ou de comparer les sorties de modèles avec une donnée de courant la plus réaliste possible. Dans ce but, les courants de surface sont calculés à partir des mesures altimétriques (courant géostrophique) et des diffusiomètres (champ de vent). La méthode consiste à ajouter au courant géostrophique la composante due au vent, appelée composante d'Ekman.

Le Groupe d'Intérêt Public Mercator Océan délivre des produits journaliers de courants de surface SURCOUF depuis le 14 octobre 2004. Les données géostrophiques proviennent du centre Ssalto/Duacs (satellites altimétriques Jason-1, ENVISAT et GFO) qui propose deux productions par semaine. Le courant d'Ekman est calculé à partir des données quotidiennes du diffusiomètre Quikscat. Les courants de surface proposés ont une couverture globale atteignant une résolution au tiers de degré.

De son côté, l'agence étasunienne NOAA fournit également un champ de courant regroupant les informations de plusieurs capteurs. Ce produit OSCAR s'appuie à la fois sur les données altimétriques et de diffusiomètres mais également du radiomètre AVHRR pour la température. Cette dernière donnée est utilisée pour obtenir des champs de courants réalistes sur la zone tropicale. Ces données sont en accord avec les bouées dérivantes dans la région tropicale [8]. Cependant, les courants de surface obtenus par cette méthode ne sont validés à l'heure actuelle que par quelques points de mesures : bouées et dériveurs. De plus, le résultat fourni est une moyenne sur 10 jours des différentes mesures disponibles.

OSCAR et SURCOUF sont deux produits, dits mélangés, qui présentent l'avantage d'une estimation globale des courants de surface à partir de plusieurs types de mesures (altimètre et diffusiomètre). Une autre alternative possible pour obtenir des courants de surface sur l'ensemble du globe est de recourir à la modélisation. Cette solution est présentée dans la suite.

Modélisation des courants

Afin de compléter ces informations et prédire le comportement des océans à partir des équations de mécanique des fluides (cf. §1.1.1), un effort important a été réalisé pour la modélisation océanique. Le premier modèle océanique de circulation générale a été décrit en 1969 par K. Bryan de l'université de Princeton [73]. À l'heure actuelle, plusieurs modèles décrivent la circulation générale océanique, citons par exemple HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) développé par RSMAS (Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science) ou OPA (Ocean PARallelise) développé par le LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques) à Paris [43]. Ces modèles assimilent les informations de surface pour simuler de la façon la plus réaliste possible les mouvements des océans.

Il est cependant difficile de connaître avec une grande précision les conditions initiales et les conditions aux limites à fournir au modèle, en particulier lorsque celui-ci a une couverture spatiale globale. La modélisation sur des surface plus restreintes fait souvent appel à des simplifications différentes des équations de la dynamique des fluides. Ainsi pour modéliser les courants de marée en mer d'Iroise, les modèles se basent quasi exclusivement sur le forçage de la marée.

Pour la modélisation locale des courants de marée, la longueur d'onde de l'onde de marée est considérée très grande comparée à la hauteur d'eau (hypothèse des ondes longues). Cette hypothèse a conduit à la simplification des équations du mouvement vers les équations de Saint-Venant ou équations shallow-water. Ces équations relient la hauteur d'eau aux vitesses de surface et autorisent la modélisation des courants de marée connaissant les hauteurs d'eau induites par l'onde de marée aux frontières de la zone modélisée. Les modèles de courant de marée résolvent les équations de Saint-Venant en chaque nœud du maillage établi. Le modèle hydrodynamique MARS2D développé par l'Ifremer s'appuie sur une méthode aux différences finies pour résoudre les équations dynamique et de continuité moyennées sur la

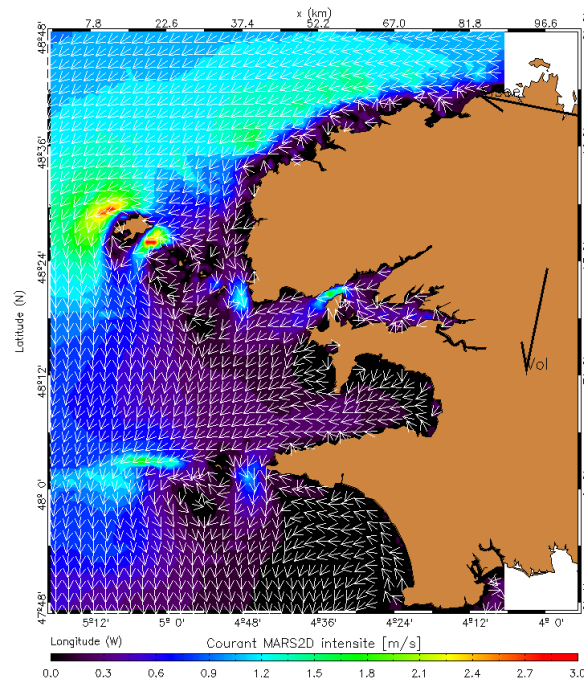


Figure 1.9 — Modélisation des courants de marée en mer d'Iroise par MARS2D

verticale. MARS2D utilise une technique d'emboîtement de modèles. Le modèle à mailles larges trouve ces conditions aux limites dans les valeurs de la marée et fournit aux modèles d'emprises inférieures leurs conditions aux limites. La figure 1.9 illustre les résultats obtenus avec MARS2D sur la zone de la mer d'Iroise.

Les campagnes de mesures permettent de vérifier si les hypothèses faites sont justes. Elles sont une des pierres angulaires pour comprendre les processus physiques se déroulant en surface mais restent disparates en espace et en temps, dépendants pour certaines des conditions météorologiques. Le besoin de plus de mesures se ressent de plus en plus à travers les communautés scientifiques ou encore du commerce maritime (intensification du transport maritime). L'essor de la technologie des satellites a ouvert de nouveaux champs d'études des océans. L'analyse d'un paramètre enregistré à bord des SAR pourrait enrichir le nombre de mesures de surface. Le chapitre suivant propose d'expliquer les bases de fonctionnement de ce radar. Il est suivi d'une description plus détaillée du SAR dont nous analysons par la suite les mesures.

1.2 Le radar à ouverture synthétique, SAR

Avant les années 70, l'océanographie s'appuyait quasi-exclusivement sur les mesures in situ (bouées, campagnes océanographiques par exemple). La télédétection (spatiale, aéroportée ou au sol) offre un nouveau type de mesures dont la couverture, la répétitivité ainsi que la zone d'acquisition, illimitée sur l'ensemble du globe, complètent idéalement les mesures in situ pour l'étude des océans.

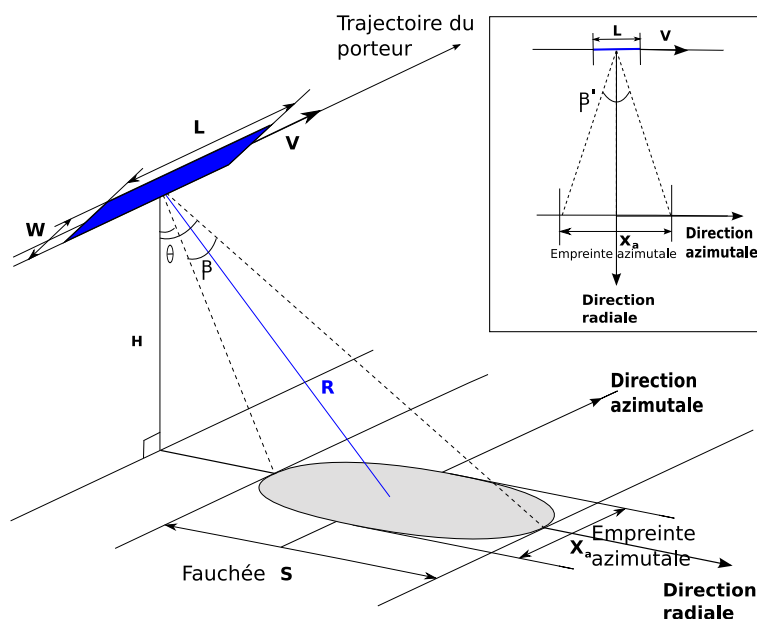


Figure 1.10 — Configuration d'un radar à visée latérale

L'utilisation de la technologie spatiale à des fins océanographiques prit forme à partir des années 60 [58]. Les efforts menés dans ce but débouchèrent en 1978 au lancement de SEASAT, le premier satellite civil dédié à l'observation des océans. Ce satellite embarqua différents capteurs parmi lesquels le premier radar à ouverture synthétique lancé dans l'espace. Le SAR s'inscrit dans la branche des capteurs actifs fonctionnant dans les fréquences radios et micro-ondes comme les diffusiomètres et les altimètres décrits entre autre dans [74, 21, 45]. Les principes de ce radar découlent des travaux de Carl Wiley en 1951. Comme son nom l'indique, cet instrument synthétise une antenne plus grande afin d'augmenter la résolution de l'image acquise. Ces capacités de haute résolution depuis l'espace ont pu être confirmées grâce à SEASAT. Depuis, différentes missions embarquant un SAR se sont succédées, parmi elles, ENVISAT, dont le lancement s'est effectué en mars 2002.

Dans cette partie, nous détaillons le principe de fonctionnement d'un radar à visée latérale. Puis nous expliquons la technique utilisée par le SAR pour augmenter sa résolution. La dernière partie décrit les différents modes de fonctionnement pris par le SAR embarqué sur la plate-forme satellite ENVISAT.

1.2.1 Radar à visée latérale

Configuration générale

La configuration d'utilisation du SAR que nous étudions est celle d'un radar à visée latérale embarqué à bord d'un porteur qui évolue à une vitesse V et une altitude H constantes dans la direction azimutale. Le radar émet des impulsions à une fréquence dite PRF (acronyme de « Pulse Repetition Frequency ») dans la direction orthogonale au sens de déplacement appelée direction radiale comme l'illustre la figure 1.10.

À un instant donné, le SAR illumine une portion de terrain (zone grisée sur le schéma)

dont les dimensions sont liées à l'ouverture en élévation β et en azimut β' de l'antenne, à la distance radar-cible R et à l'angle d'incidence θ .

La longueur de la fauchée S s'exprime en fonction de la longueur radar λ_r , de la largeur d'antenne W , de l'altitude H et de l'incidence θ par [21] :

$$S = \frac{\lambda_r H}{W \cos^2 \theta} \quad (1.5)$$

Ainsi pour un radar situé à une altitude de 800 km de longueur d'onde 5,6 cm, avec un angle d'incidence θ de 23° et une largeur d'antenne de 1 m, la longueur de fauchée atteindrait 52 km.

L'empreinte azimutale X_a s'écrit en fonction de la longueur radar λ_r , de la longueur d'antenne L , de l'altitude H et de l'incidence θ par [21] :

$$X_a = \frac{H \lambda_r}{L \cos \theta} \quad (1.6)$$

En se replaçant dans des conditions analogues, c'est-à-dire : une altitude de 800 km, une longueur d'onde 5,6 cm, une incidence θ de 23° et une longueur d'antenne de 10 m, l'empreinte azimutale correspondante est de 4,8 km. L'empreinte au sol pour ce porteur est donc d'environ 50 km de long pour 5 km de large. D'autre part, la vitesse du satellite est de l'ordre de 7000 m/s ce qui implique des temps d'illumination d'un point de la surface d'environ 0,7 s. Ces premiers ordres de grandeur illustrent la configuration particulière d'un radar embarqué sur satellite : large empreinte au sol, temps d'illumination très court.

Résolution d'un radar à ouverture réelle

Dans le cas d'un radar à ouverture réelle (par opposition à ouverture synthétique), l'empreinte azimutale coïncide avec la résolution azimutale. En effet, la résolution d'un radar se définit comme la capacité du capteur à distinguer deux cibles voisines. Dans le cas d'un radar à ouverture réelle, tous les échos reviennent en même temps et ne sont pas discernables dans la direction azimutale. Cette résolution est considérée comme extrêmement basse pour les applications de télédétection. Nous verrons dans la partie suivante comment la technique de synthèse d'ouverture améliore cette résolution pour un SAR.

Dans la direction radiale, les impulsions émises par le radar à la fréquence PRF reviennent au capteur sur une plage de temps Δt , différence entre le temps d'aller-retour des impulsions réfléchies par la cible la plus proche et le temps d'aller-retour des impulsions au point le plus éloigné de la surface illuminée. Le système doit être conçu de manière à ce que la période T de répétitions des impulsions soit supérieure à l'écart Δt ce qui impose une limite inférieure à la fréquence PRF.

Ces conditions respectées, la résolution X_r , distance minimale entre deux points dans la direction radiale, impose un intervalle de temps Δt entre ces deux échos respectifs de :

$$\Delta t = \frac{2X_r}{c} \sin \theta \quad (1.7)$$

où c est la vitesse de la lumière et θ l'angle d'incidence du signal. La plus petite différence de temps est la durée des impulsions τ du signal, d'où l'écriture de la résolution radiale X_r :

$$X_r = \frac{c\tau}{2 \sin \theta} \quad (1.8)$$

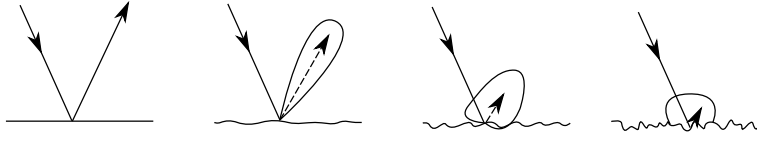


Figure 1.11 — Onde incidente et forme de l’onde ré-émise sur une interface dont la rugosité augmente d’après [21]

Plus la durée des impulsions est réduite et meilleure est la résolution du signal. Or, techniquement, il est difficile de générer des impulsions courtes en transmettant suffisamment d’énergie. Cet inconvénient est surmonté grâce à la technique de compression d’impulsion. La durée d’impulsion devient plus longue, accroissant le transport d’énergie. La modulation linéaire de fréquence du signal permet par filtrage adapté de conserver une fine résolution dans la direction radiale.

La section efficace radar normalisée

Le but de ce paragraphe est de présenter la mesure de la surface utilisée classiquement par un radar : la section efficace radar normalisée ou SERN. [21] introduit cette notion comme un paramètre de rugosité de la surface observée : lorsque le signal électromagnétique atteint la surface de l’océan, une partie est réfléchi et l’autre est réfractée. L’océan ayant une constante diélectrique non nulle, le signal pénètre la couche de surface et ré-émet dans toutes les directions une partie de ce signal. Si la couche de surface est complètement lisse, le signal réfléchi l’est majoritairement dans la direction de Fresnel comme le montre le dessin le plus à gauche sur la figure 1.11. Plus la surface présente une rugosité élevée et plus le signal réfléchi sera rétrodiffusé de façon isotrope.

De façon plus formelle, la section efficace radar est définie comme le rapport entre la puissance réfléchi par la cible supposée isotrope et la puissance incidente à cette même cible. Elle est calculée à partir de l’équation dite équation radar [74] établie pour l’instrument considéré. Cette équation relie les caractéristiques des systèmes d’émission et de réception du radar, de la surface cible et du milieu traversé.

Dans le cadre d’un radar monostatique (comme les SAR embarqués sur les plate-formes ENVISAT, RADARSAT1-2, ERS1-2), c.-à-d. quand les systèmes d’émission et de réception sont confondus, l’équation radar s’écrit [74] :

$$P_r = \frac{G^2 \lambda_r^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} P_t \quad (1.9)$$

avec P_r et P_t les puissances reçue et émise du signal, G le gain de l’antenne¹, λ_r la longueur d’onde du radar, σ la section efficace radar et R la distance radar-cible.

Cette écriture est valable pour une cible discrète. Or, la surface océanique est constituée d’une multitude de cibles ponctuelles diffusant l’onde électromagnétique. Le terme σ^0 est introduit pour représenter la rétrodiffusion moyenne à partir d’une aire d’un mètre carré sur la surface de la Terre. Cette grandeur appelée section efficace radar normalisée ou SERN est sans dimension et souvent exprimée en décibels (dB). Elle peut également s’exprimer sous la forme [75] :

1. Darricau [18] définit le gain d’antenne comme le rapport entre l’énergie émise par cette antenne dans une direction donnée et l’énergie qui serait émise dans cette direction par une antenne omnidirectionnelle.

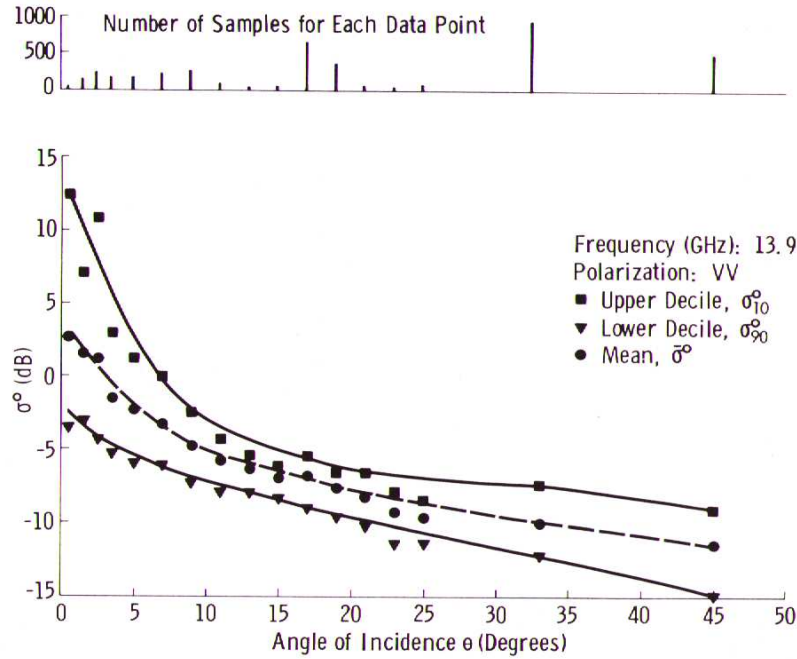


Figure 1.12 — Répartition du σ^0 moyen, du décile supérieur et du décile inférieur en fonction de l'angle d'incidence pour les observations du diffusiomètre de la mission Skylab d'après Ulaby[74]

$$\sigma = \int_S \sigma^0 dS \quad (1.10)$$

Les variations de SERN sont fortement liées aux propriétés du signal électromagnétique : longueur d'onde, polarisation, angle d'incidence ; mais également à la nature de la surface (végétation, glace, mer, désert). Dès 1975, les données de la campagne *Skylab*² illustrent ces variations. Sur la figure 1.12, les données mesurées au moyen du diffusiomètre à bord de ce satellite représentent la décroissance moyenne de SERN avec l'angle d'incidence pour une fréquence de 13,9 GHz (ou une longueur d'onde de 2,16 cm) et une polarisation verticale. Nous verrons dans la suite de quelle manière la surface agit sur le signal diffusé et explique cette décroissance en fonction de l'angle d'incidence.

La SERN est la signature de la rétrodiffusion de surface. Dans le cadre du SAR, le traitement du signal implique l'utilisation des informations de phase du signal. La suite de ce chapitre se propose de détailler comment cette phase est utilisée par ce radar pour augmenter sa résolution.

1.2.2 Principe du radar à ouverture synthétique

Le SAR se distingue du radar à ouverture réelle par la plus grande résolution qu'il atteint. Son principe découle des travaux de Carl Wiley en 1951. Dans cette partie, nous décrivons la résolution atteinte par le SAR et la méthode employée pour y parvenir. Cette description

² *Skylab* est la première station spatiale américaine. Mise en orbite en 1973, elle se désintégra dans l'atmosphère en juillet 1979

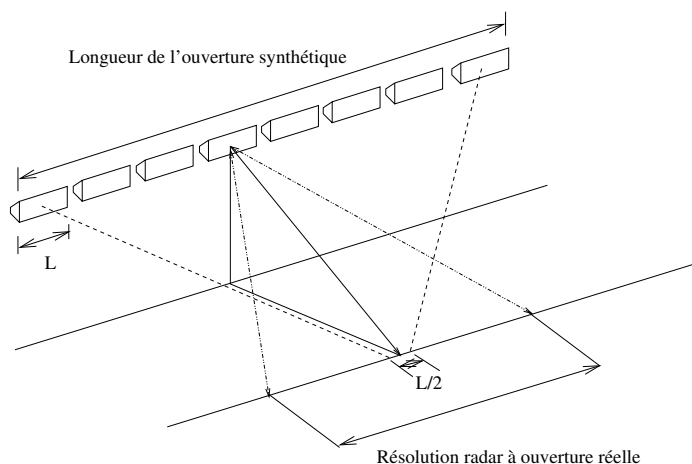


Figure 1.13 — Antenne SAR synthétique

nous amène à définir la fréquence Doppler centroïde qui constitue, dans la suite, l'information majeure pour restituer une information de courant à la surface des océans à partir du SAR.

Résolution azimutale du SAR

Parmi les différentes façons d'aborder le principe d'ouverture synthétique, [74] propose la comparaison du radar à ouverture synthétique à un réseau d'antennes comme l'illustre la figure 1.13. Les signaux entre chaque impulsion sont remis en phase, puis sommés de façon à produire un faisceau fictif beaucoup plus fin que celui d'une seule antenne. Cette étape est appelée lors du traitement : l'ouverture azimutale ou ouverture synthétique. L'utilisation de ce principe donne au radar à ouverture synthétique une résolution azimutale X_a indépendante de la distance radar-cible et fonction uniquement de la longueur L de l'antenne radar. Elle est égale d'après [74] à :

$$X_a \simeq \frac{L}{2} \quad (1.11)$$

Contrairement au radar classique, la résolution ne dépend plus ni de la longueur d'onde du radar ni de la distance radar-cible. Elle est directement liée à la longueur de l'antenne : plus celle-ci est petite et meilleure sera la résolution. Par exemple pour une longueur d'antenne SAR de 10 m, la résolution azimutale est de l'ordre de 5 m.

Définition de la fréquence Doppler centroïde

Pour mettre en place l'ouverture synthétique, le traitement s'appuie sur l'analyse de la variation de phase d'une cible vue par le radar, aussi appelée historique de phase de la cible. Les vecteurs positions de la cible \vec{R}_c et du satellite \vec{R}_s sont présentés sur la figure 1.14. L'historique de phase de la cible située par \vec{R}_c s'écrit d'après [39] :

$$\phi(t) = 4\pi \frac{|\vec{R}_c(t) - \vec{R}_s(t)|}{\lambda_r} \quad (1.12)$$

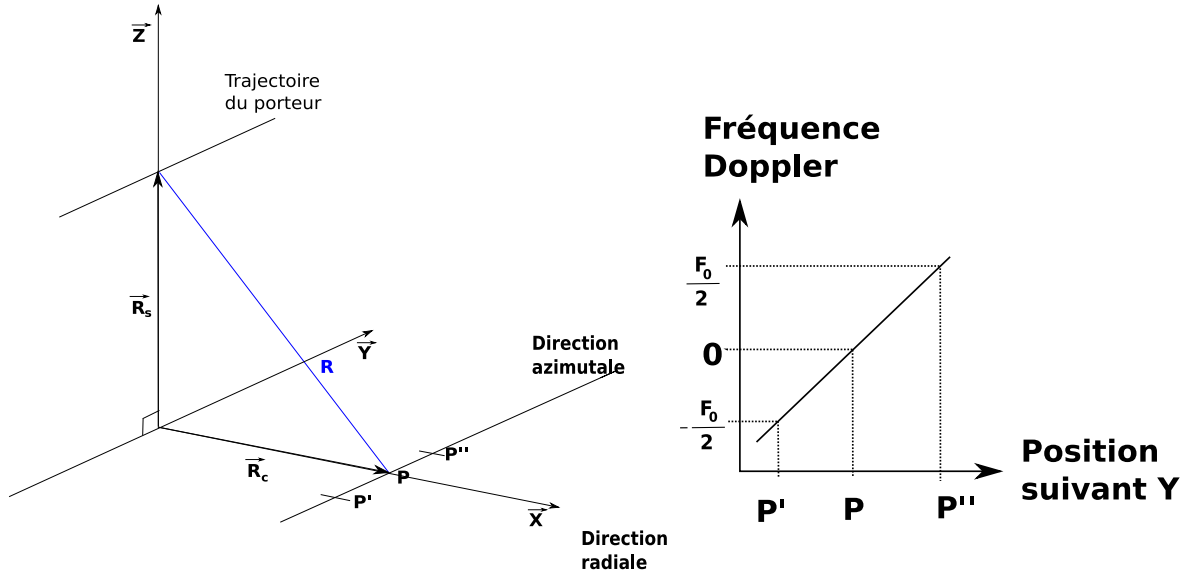


Figure 1.14 — Position d'une cible et fréquence Doppler associée

où λ_r est la longueur d'onde du radar. La fréquence Doppler associée à l'historique de phase s'écrit :

$$f_D(t) = -\frac{2}{\lambda_r} \frac{dR(t)}{dt} \quad (1.13)$$

avec $R(t) = |\vec{R}_c(t) - \vec{R}_s(t)|$

À partir de l'information de fréquence Doppler, il est possible de recalcr dans le temps les signaux d'une bande de largeur PRF à une autre. Ce traitement permet d'atteindre une résolution azimutale théorique de $\frac{L}{2}$ où L est la longueur de l'antenne radar. L'expression de la fréquence Doppler nécessaire pour ce recalage peut être déduite des paramètres de la plate-forme sous couvert de quelques hypothèses. En considérant le mouvement de la cible comme celui d'un point sur une surface rigide et tournante, $\vec{R}_c(t)$ s'écrit :

$$\vec{R}_c(t) \simeq \vec{R}_c(0) + \vec{V}_c(0)t \quad (1.14)$$

avec $\vec{V}_c(0) = \vec{\omega}_T \times \vec{R}_T(0)$ et $\vec{\omega}_T$ la vitesse angulaire de la Terre. De même pour des temps faibles, $\vec{R}_s(t)$ s'écrit :

$$\vec{R}_s(t) \simeq \vec{R}_s(0) + \vec{V}_s(0)t + \frac{1}{2}\vec{A}_s(0)t^2 \quad (1.15)$$

où $\vec{V}_s(0)$ et $\vec{A}_s(0)$ sont respectivement la vitesse et l'accélération du satellite.

En posant

$$\vec{R}_r = \vec{R}_c(0) - \vec{R}_s(0) \quad (1.16)$$

$$\vec{V}_r = \vec{V}_c(0) - \vec{V}_s(0) \quad (1.17)$$

et en retenant les termes d'ordre t^2 , l'équation 1.13 devient

$$f_D(t) = -\frac{2}{\lambda_r} \frac{d}{dt} \left(\vec{R}_r \vec{R}_r + 2\vec{R}_r \vec{V}_r t + (\vec{V}_r \vec{V}_r - \vec{R}_r \vec{A}_s(0))t^2 + \dots \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1.18)$$

Cette équation 1.18 se simplifie en deux termes comme démontré par Li *et al.* [39] et donne :

$$f_D \simeq f_{DC} + f_{DT} \cdot t \quad (1.19)$$

avec

$$f_{DC} = -\frac{2\vec{R}_r \cdot \vec{V}_r}{\lambda_r R} \quad (1.20)$$

$$f_{DT} = -\frac{2\left(\vec{V}_r \cdot \vec{V}_r - \vec{R}_r \cdot \vec{A}_s(0)\right)}{\lambda_r R} \quad (1.21)$$

f_{DC} est appelée fréquence Doppler centroïde, tandis que f_{DT} désigne le taux de fréquence Doppler. En faisant l'hypothèse que la variation de R au cours du temps est négligeable, la fréquence Doppler f_D se représente donc comme une fonction linéaire du temps de coefficient directeur f_{DT} et égale à la fréquence Doppler centroïde pour $t = 0$.

En se plaçant dans la configuration simple à $t = 0$ où le radar survole une cible fixe sur Terre, c.-à-d. où $\vec{V}_s = (0, V, 0)$, $\vec{V}_c = (0, 0, 0)$, $\vec{R}_c = (0, y_c, 0)$ et $\vec{R}_s = (0, y_s, h)$, la fréquence Doppler, définie dans l'équation 1.19, devient [74] :

$$f_D = f_{DC} \quad (1.22)$$

$$f_D = \frac{2V(y_c - y_s)}{\lambda_r R} \quad (1.23)$$

Si l'antenne radar pointe à la perpendiculaire de la trajectoire ($y_c = y_s$), la fréquence Doppler associée à sa cible directe est nulle. Les fréquences Doppler associées aux points $P'(0, y_c - \Delta y, 0)$ et $P''(0, y_c + \Delta y, 0)$, situés de part et d'autre de l'azimut de la cible, seront respectivement négatives et positives comme le montre la figure 1.14.

Pour une surface illuminée donnée, la différence de fréquence Doppler entre le point le plus en avant P'' et le point le plus en arrière du faisceau P' détermine la largeur de bande Doppler. Afin de satisfaire l'application du théorème de Nyquist relatif à l'échantillonnage d'un signal complexe à bande limitée, la fréquence de répétition des impulsions PRF doit être supérieure ou égale à cette largeur de bande dite largeur de bande Doppler.

En se plaçant dans une configuration où le théorème de Nyquist est respecté, différentes conditions conduiront à une fréquence Doppler non nulle lorsque la cible est située à la perpendiculaire de la visée du radar. Si la cible n'est pas fixe, un décalage de la fréquence Doppler lié à ce mouvement sera mesuré. De même, si l'antenne ne pointe pas perpendiculairement à sa direction, un décalage de la fréquence Doppler supplémentaire est induit au centre du faisceau.

L'opération de remise en phase de chaque impulsion est appelée ouverture azimutale. Cette opération implique une connaissance de la fréquence Doppler centroïde précise à 5-10 % de la bande passante Doppler afin de répondre aux besoins attendus en terme de qualité du rapport signal sur bruit [39].

Face à ce besoin, deux approches ont été suivies. La première s'appuie sur la prédiction de la fréquence Doppler centroïde. Celle-ci peut être prédite à partir du calcul d'orbite développé par l'Agence Spatiale Européenne. Le principe est de calculer la fréquence Doppler induite par le mouvement de la plate-forme par rapport à la Terre. Cependant, ce calcul n'inclut pas les mouvements propres de la surface océanique. Par conséquent, cette méthode ne permet

pas d'ajuster avec suffisamment de précision la fonction de référence nécessaire à l'ouverture azimutale.

La seconde approche utilise les propriétés du signal électromagnétique émis et reçu. Cette estimation est préférée à la précédente car elle offre une fréquence Doppler plus précise incluant les mouvements propres de la surface ou les dépointages de l'antenne.

Estimation de la fréquence Doppler centroïde

D'un point de vue technique, l'ouverture azimutale peut se réaliser par corrélation du signal reçu avec une fonction de référence [74]. Sans détailler la chaîne de traitement du signal SAR, la recherche de la fréquence Doppler centroïde s'effectue avant l'ouverture azimutale afin d'ajuster les caractéristiques de la fonction de référence. La fréquence Doppler centroïde doit être précise à 5-10 % de la bande passante Doppler afin de répondre aux besoins attendus en terme de qualité du rapport signal sur bruit [39].

L'estimation de la fréquence Doppler centroïde peut être faite au moyen de différents algorithmes : estimateur dit de corrélation Doppler [44], estimateur de corrélation inter-vues multiples (MLCC) [80], estimateur dit des PRF multiples [10]. Nous décrivons ici l'estimateur dit de corrélation Doppler qui présente l'avantage d'être simple à mettre en place et peu coûteux en temps de calcul. De plus, c'est celui que nous utilisons dans le chapitre 4.

Cet estimateur s'appuie sur les propriétés de la fonction de corrélation du signal s . Celui-ci peut être considéré comme un processus stochastique dont les propriétés vérifient $s(t) = s(t * T)$ où T est la période liée à la fréquence de répétition des impulsions ($T = \frac{1}{\text{PRF}}$). La fonction de corrélation R_0 de deux échantillons séparés par Δt s'écrit :

$$R_0(\Delta t) = E \{s(t + \Delta t)s^*(t)\} \quad (1.24)$$

où $E\{\cdot\}$ représente l'opérateur moyenne et s^* est le conjugué s .

Le spectre Doppler est donné par la transformée de Fourier de la fonction de corrélation R_0 . Ainsi lorsque le spectre Doppler est décalé de la fréquence Doppler centroïde f_{DC} , la fonction de corrélation est multipliée par $e^{i2\pi T f_{DC}}$. La phase de la fonction de corrélation est donc directement liée à la fréquence Doppler centroïde. Estimer la fréquence Doppler centroïde revient à estimer la phase de la fonction de corrélation du signal [44]. Ceci peut être fait en calculant la différence de phase d'un pixel à l'autre. Puis, sur une surface donnée, la moyenne de ces différences permet d'estimer la fréquence Doppler centroïde.

La représentation du spectres Doppler (a) de la figure 1.15 illustre de façon plus concrète la fréquence Doppler centroïde. La forme du spectre Doppler est principalement liée à la forme du lobe d'antenne. La pente avant du faisceau présente des fréquences Doppler positives et l'arrière du faisceau les négatives. La méthode d'estimation de Madsen consiste à estimer la position du centre de ce spectre

Les deux spectres représentés sur la figure 1.15 montrent la différence de forme du spectre lorsque la surface présente une inhomogénéité des processus de rétrodiffusion. En effet, le spectre (b) est obtenu à partir du signal rétrodiffusé par une surface au-dessus de la mer et de la terre. Le spectre ne présente plus les caractéristiques de symétrie observées sur le spectre (a). Le calcul de la fréquence Doppler Centroïde dans le cas du spectre (b) est alors soumis à plus d'incertitude.

Afin d'obtenir une haute résolution sur les images SAR, [39] évaluait l'erreur sur cette fréquence à 150 Hz soit 10 % de la largeur spectrale à partir des données SEASAT. Plus

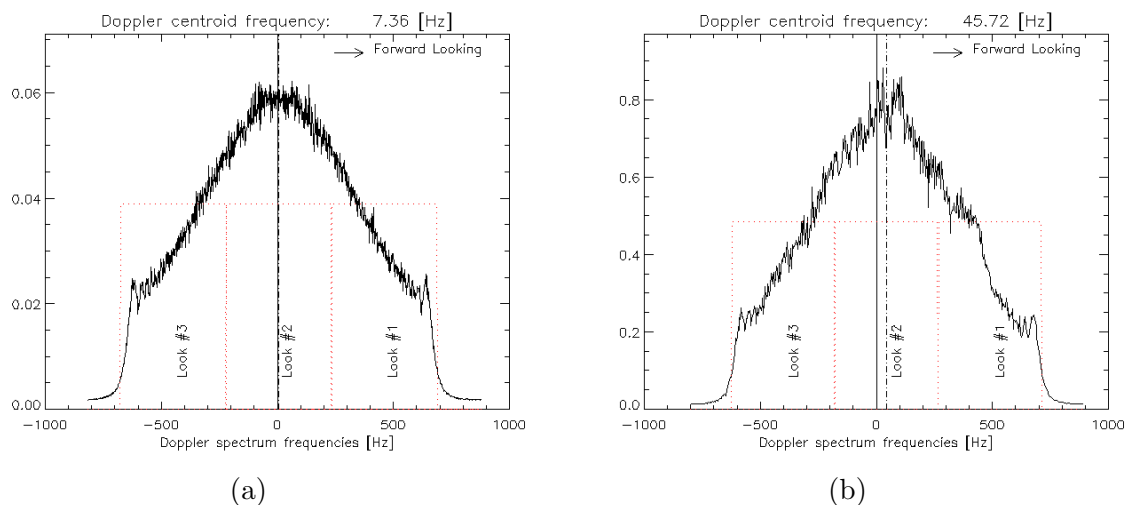


Figure 1.15 — Spectres Doppler issus d’une image ASAR/ENVISAT calculés : (a) sur une surface dont la SERN est homogène, (b) sur une surface avec une SERN inhomogène (ici la surface comporte une partie sur l’eau et une autre sur terre)

récemment, cette précision s’est accrue jusqu’à approcher 1 % de la largeur de bande spectrale pour la visualisation des images en mode scanSAR [17]. Ce mode permet la formation d’une image haute résolution sur une fauchée plus étendue. Il utilise un signal discontinu composé de plusieurs sous-fauchées balayant la surface. Ce mode est utilisé sur le radar à ouverture synthétique embarqué sur la mission ENVISAT, dont la configuration est détaillée dans le paragraphe suivant.

1.2.3 Le SAR à bord d’ENVISAT

Lancé en mars 2002, ENVISAT est un satellite de recherche de l’Agence Spatiale Européenne (ESA) avec à son bord une dizaine d’instruments dont un radar à ouverture synthétique : l’ASAR. Cette plate-forme suit à une altitude de 780 km une orbite polaire à une vitesse 7,4 km/s avec une période de 101 minutes. L’orbite d’ENVISAT assure un cycle de répétition de 35 jours. L’ASAR se caractérise par une fréquence en bande C de 5,3 GHz. La direction de visée du radar se situe à droite de la direction de vol du satellite.

Un des aspects innovants de l’ASAR est sa capacité à changer de configurations de fonctionnement. Parmi celles-ci, il est convenu de distinguer deux modes principaux : le stripmap et le scanSAR. Par ailleurs, lors de son utilisation en stripmap, l’ASAR dispose encore de sept fauchées et deux polarisations différentes qui enrichissent l’interprétation des données. Néanmoins, nous ne nous intéressons ici qu’à trois de ces principales configurations, deux en stripmap : Image Mode (mode IM) et WaVe mode (mode WV), également appelé mode vague, et une en ScanSAR : Wide Swath mode (mode WS), également appelé mode à large fauchée. Ces trois modes possèdent par ailleurs des informations et résolutions différentes suivant les niveaux de traitement choisis. Au cours de cette thèse, les acquisitions en mode vague utilisées sont les WVV qui sont associées à un spectre de vague, celles en mode WS sont les WSM car leur résolution est moyenne et celles en mode IM, les IMS pour leur haute résolution.

La configuration géométrique de ces différents modes est détaillée dans la partie suivante et leur différentes fauchées sont représentées sur la figure 1.16.

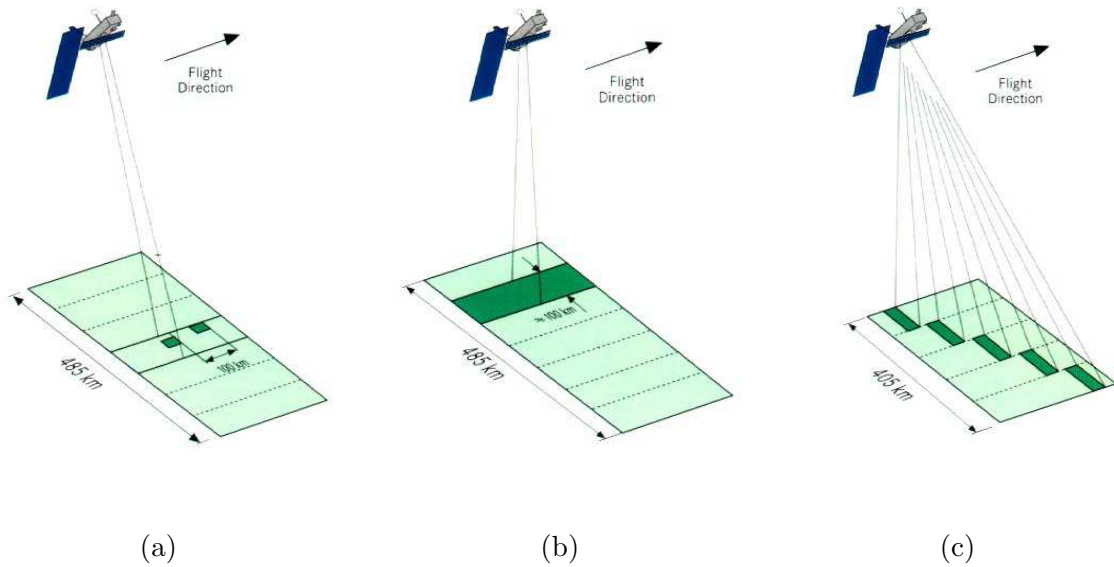


Figure 1.16 — Les fauchées des modes WV (a), IM (b) et WS (c) de l'ASAR [1]

Nom de la fauchée	Angle d'incidence [deg]
IS1	15,0 - 22,9
IS2	19,2 - 26,7
IS3	26,0 - 31,4
IS4	31,0 - 36,3
IS5	35,8 - 39,4
IS6	39,1 - 42,8
IS7	42,5 - 45,2

Tableau 1.1 — Angles d'incidences associées aux fauchées stripmap

Mode Stripmap

En configuration stripmap, l'instrument ASAR effectue des acquisitions sur des fauchées pour lesquelles les angles d'incidence peuvent varier jusqu'à $7,9^\circ$. Il dispose de sept configurations différentes (tableau 1.1). Les modes WV (ou mode vague) et IM sont deux sous-ensembles du mode stripmap. Pour le mode vague, l'angle d'incidence est quasi constant, tandis qu'en mode IM les angles d'incidence varient sur l'ensemble des incidences proposées par la configuration du mode stripmap. Le mode IM dispose ainsi d'acquisitions de dimension au sol plus grandes que celles en mode vague.

Le mode vague est programmé par défaut au-dessus des océans. Les images acquises ont pour taille de $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ à $10 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ (radial \times azimuth) selon l'angle d'incidence choisi et sont espacées de 100 km. Lors du traitement des acquisitions en mode vague (ou imagette), la fréquence Doppler centroïde est estimée pour chacune de ces imagettes à partir de l'estimateur de corrélation inter-vues multiples (MLCC) [80]. Les acquisitions liées à ce mode recouvrent l'ensemble du globe sur une période d'une vingtaine de jours.

Le mode IM est généralement activé près des côtes. La taille des images varie entre $56\text{-}100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ selon l'angle d'incidence. Plus l'angle d'incidence augmente et plus la

Sous-fauchée	Angle d'incidence [deg]
1	15 - 25
2	25 - 31
3	31 - 36
4	36 - 39
5	39 - 42

Tableau 1.2 — Angles d'incidences associées aux fauchées scansar

	Mode	Taille de l'image	Taille du pixel au sol	Grille Doppler
WVW	Stripmap	5-10 km \times 5 km	20 m \times 4 m	5-10 km \times 5 km
IMS	Stripmap	56-100 km \times 100 km	20 m \times 4 m	(800-1500) m \times (800-1500) m
WSM	ScanSAR	400 km \times 405 km	75 m \times 75 m	3,2-6,8 km \times 7,5 km

Tableau 1.3 — Caractéristiques des acquisitions WVW, IMS et WSM

longueur radiale de l'image diminue. Comme la surface des acquisitions IMS est plus grande que les imagerie, plusieurs estimations de fréquence Doppler sont réalisées sur une acquisition créant ainsi une carte de fréquences Doppler. Pour ce mode, le traitement des images utilise l'algorithme MLCC pour estimer la fréquence Doppler. Mais contrairement aux imagerie, les fréquences Doppler ne sont pas une information transmise avec l'image. Il faut donc recalculer sa valeur pour analyser cette information. Nous précisons la méthode employée pour ce calcul, basée sur l'algorithme de Madsen [44], dans la partie 4.1. Les cartes de fréquences Doppler obtenues ont une résolution identique dans les directions radiales et azimutales dépendante de l'angle d'incidence. Pour une fauchée IS1, l'estimation est faite tous les 1300 m environ dans les directions azimutale et radiale tandis que pour une fauchée IS5, cette distance atteint 800 m.

Mode ScanSAR

Le mode WS est activé dans les zones côtières comme le mode IM. La dimension des acquisitions WSM est de 400 km \times 405 km, pour une résolution au sol de l'ordre de 150 m. Elle est atteinte grâce à un traitement discontinu des données. L'image se compose de cinq sous-fauchées balayant la surface et dont les angles d'incidence se situent entre 16° et 42° (voir tableau 1.2).

L'ESA a mis en place à partir de juin 2007 une grille Doppler sur ses produits WSM. Les fréquences Doppler centroïde fournies sont estimées par l'algorithme de Madsen avant l'ouverture azimutale. Elles sont calculées au centre de parcelles définies par les temps d'aller-retours du signal et correspondent en terme de dimensions à des cellules entre 3,2-6,8 km \times 15 km selon l'angle d'incidence. Cette estimation est faite dans la direction azimutale tous les 7,9 km d'où une résolution de la grille Doppler de 3,2-6,8 km \times 7,9 km.

Le tableau 1.3 résume les différentes tailles et résolutions atteintes avec ces configurations de l'ASAR pour les produits présentés dans cette partie : WVW, IMS et WSM.

Les capacités du SAR à produire des images de la surface, quelle que soit leur taille ou leur résolution, sont possibles grâce aux interactions de l'onde électromagnétique avec

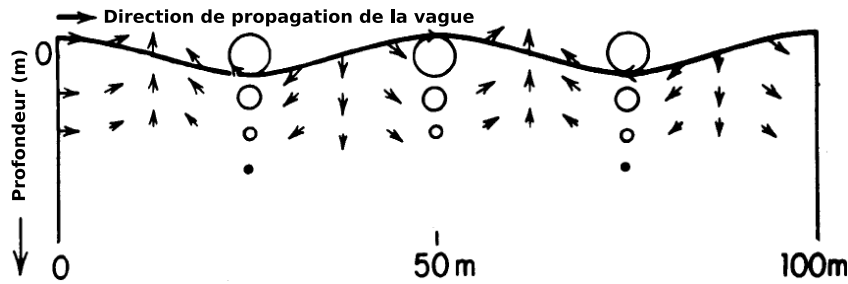


Figure 1.17 — Vitesse orbitale des particules le long d'une vague d'après [3]

la surface océanique. En effet, ce radar à visée latérale ne récupérerait aucun signal si la surface était considérée comme un simple miroir plan horizontal. La partie suivante décrit la surface océanique, principal support gouvernant les échanges de l'onde électromagnétique avant d'aborder les mécanismes mis en jeu lors du renvoi de cette onde.

1.3 Surface de l'océan et signal électromagnétique

1.3.1 Introduction aux vagues

Depuis les rides de la surface, des vagues qui se forment près des côtes, aux houles qui traversent les océans, la surface des mers se compose d'une multitude d'ondes qui interagissent les unes avec les autres. Ces ondes gouvernent les échanges de l'onde électromagnétique avec le radar. Leur connaissance est donc indispensable pour interpréter le signal électromagnétique renvoyé au satellite.

Onde simple à la surface de l'eau

Les ondes à la surface de l'eau obéissent aux équations de conservation de la quantité de mouvement et de la masse appliquées à un fluide incompressible. Ces équations dans le cadre d'une mer de profondeur infinie se simplifient et permettent de décrire la mer comme la superposition de plusieurs ondes. Cette théorie explique à 95 % les mouvements des vagues [4]. Sir George Biddell Airy (1801-1892) proposa en 1845 une représentation de la surface libre ζ d'une onde simple par une courbe sinusoïdale caractérisée par un nombre d'onde k , une amplitude a et une pulsation ω telle que :

$$\zeta = a \cos(kx - \omega t) \quad (1.25)$$

Cette représentation permet de calculer les vitesses liées au mouvement des vagues. Airy montre que les particules suivent des trajectoires circulaires dont le diamètre décroît exponentiellement avec la profondeur. La figure 1.17 illustre ce mouvement des particules. Une particule située dans le creux de la vague aura un mouvement opposé à celui de la crête. Cette représentation simple nous montre la diversité des mouvements de surface.

L'hypothèse faite dans la théorie d'Airy — les vagues de faible amplitude ont une forme sinusoïdale — n'est plus vérifiée lorsque la cambrure des vagues augmente. Sir George Ga-

briel Stokes (1819-1903) en 1847 apporta une extension à cette théorie en considérant les termes d'ordre supérieur pour résoudre les équations appliquées au fluide. Les particules d'eau élémentaires n'ont alors plus des trajectoires fermées. Le courant résultant est appelé dérive de Stokes, il est dirigé dans la direction de propagation des vagues [5]. Il contribue comme l'action du vent aux différents mouvements de la surface.

Par ailleurs, chacune des ondes présentes en surface se propage à une vitesse différente et donne à la surface des océans son aspect de perpétuel mouvement. Dans la partie suivante, nous présentons les particularités de vitesse de propagation d'une onde simple en fonction de ses propriétés géométriques.

Propagation d'une onde simple

La vitesse à laquelle la crête des vagues d'une onde simple progresse est appelée vitesse de phase C . Elle s'exprime en fonction de ω , la pulsation et k le nombre d'onde :

$$C = \frac{\omega}{k} \quad (1.26)$$

La relation de dispersion relie le nombre d'onde k à la pulsation ω pour les vagues de faible amplitude. Elle s'exprime en prenant en compte les forces entretenant l'oscillation des vagues. En télédétection, les longueurs d'onde des vagues participant à la rétrodiffusion varient en fonction de la longueur d'onde radar. Pour une fréquence radar de 5,3 GHz, les vagues participant à la rétrodiffusion pour un angle d'incidence de 45° atteignent 4 centimètres. Pour cet ordre de grandeur, il faut considérer la force de gravitation et la force de capillarité dans l'expression de la relation de dispersion. En se plaçant en condition de profondeur d'eau infinie, la relation de dispersion s'écrit en fonction de γ , égal à la tension de surface divisée par la densité de l'eau. À 20°C , γ vaut $74 \times 10^{-6} \text{m}^3 \text{s}^{-2}$.

$$\omega^2 = gk \left(1 + \frac{\gamma k^2}{g}\right) \quad (1.27)$$

soit pour la vitesse de phase C :

$$C = \sqrt{\frac{g}{k} \left(1 + \frac{\gamma k^2}{g}\right)} \quad (1.28)$$

L'équation de la vitesse de phase 1.28 inclut les effets de gravité dans le premier terme et les effets de capillarité dans le second. En fonction de la longueur d'onde, trois familles de vagues se dégagent : les ondes capillaires, les ondes de gravité-capillarité et les ondes de gravité. Il est souvent plus simple de raisonner sur les longueurs d'onde λ ($\lambda = \frac{2\pi}{k}$) pour interpréter ces formules. Pour des longueurs d'onde des vagues supérieures à 4 cm, la force de gravité est la force principale entretenant la propagation, et inversement avec la force de capillarité des vagues pour des longueurs d'onde inférieures à 1,7 cm comme le montre la figure 1.18. Pour de faibles longueurs d'onde, la vitesse de phase ne tend pas vers zéro, il y a concurrence entre les effets de capillarité et de gravité.

De plus, comme chaque onde simple se propage à la surface à une vitesse de phase différente, il se crée plusieurs systèmes de vagues. Lorsque le vent souffle sur une zone, une mer, dite mer de vent, se crée à la surface de l'eau. Les vagues de plus grande longueur d'onde se propagent plus vite. Aussi au bout d'un certain temps elles se retrouvent à une distance plus grande de leur zone de création que les vagues de longueurs d'onde plus courtes.

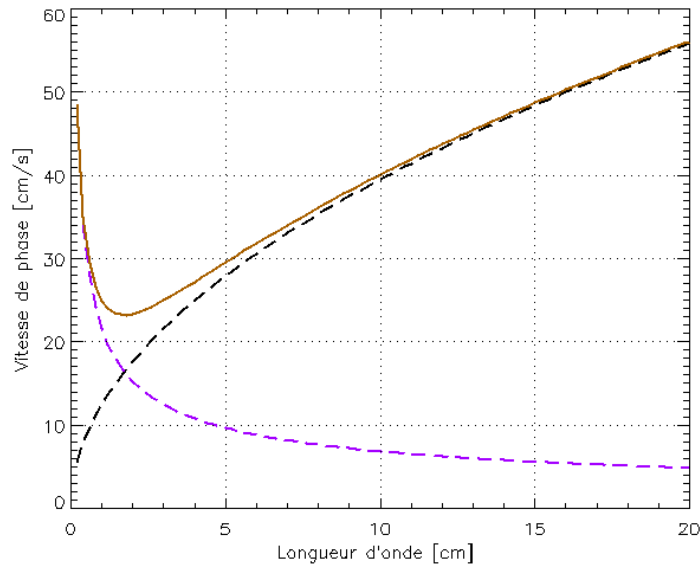


Figure 1.18 — Vitesse de phase des ondes centimétriques en fonction de leur longueur d'onde : en noir pour des ondes de gravité, violet pour des ondes de capillarité, marron pour des ondes intermédiaires dites de gravité-capillarité

Lorsque le vent ne souffle plus ou lorsque les vagues sortent de sa zone d'influence, certaines vagues formées continuent à se propager. Elles prennent alors le nom de houle et sont souvent caractérisées par une longueur d'onde plus grande.

La houle est le système de vague qui perdure le plus longtemps. L'énergie de ces vagues est concentrée autour de la longueur d'onde qui se propage. La houle se caractérise par une énergie forte autour de cette longueur d'onde. Contrairement à une mer de vent qui voit son énergie répartie sur une gamme de fréquences et de directions plus large. Ces différentes ondes se propagent et rencontrent par la suite d'autres systèmes de vagues créés par des épisodes de vents différents. La partie suivante se propose d'introduire les outils d'analyse de la surface.

Analyse des ondes de surface

Afin de représenter de façon synthétique l'aspect complexe de la surface océanique à partir des observations, l'analyse spectrale s'est imposée. L'enregistrement des hauteurs d'eau est interprété comme la superposition d'ondes sinusoïdales. La transformée de Fourier de la fonction d'autocorrelation de ces hauteurs donne le spectre des vagues : répartition de l'énergie sur un ensemble de fréquences et de directions. La connaissance de la répartition en direction nécessite toutefois des mesures complémentaires comme la vitesse [4].

Ces spectres se caractérisent par une fréquence f_p et une direction au pic spectral correspondant à un maximum d'énergie. Les spectres de la figure 1.19 ont été obtenus à partir d'une bouée située en baie de Monterey en Californie et appartenant au NDBC (National Data Buoy Center) qui met à disposition ses mesures sur internet. Plusieurs situations sont mises en évidence sur cette figure. Le spectre (a) se caractérise par un pic d'énergie dans la direction ouest-nord-ouest et pour une longueur d'onde du pic de 259 m. Il correspond à une situation typique de houle : longueur d'onde relativement élevée, énergie concentrée autour de cette longueur d'onde et d'une seule direction. Le spectre (b) présente une énergie

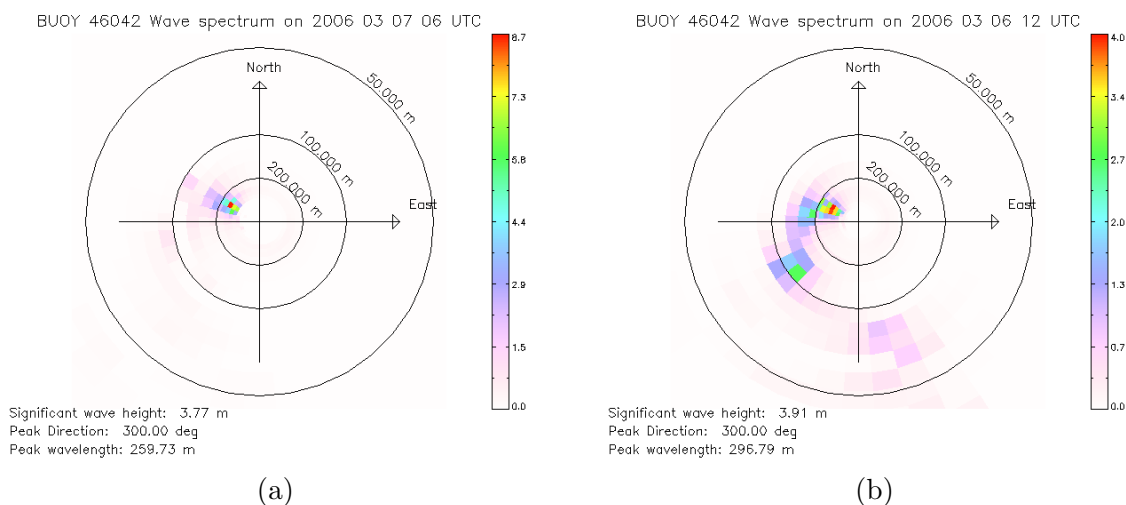


Figure 1.19 — Exemple de représentation de la surface par des spectres provenant de la bouée 46042 appartenant au National Data Buoy Center (NDBC) et située en baie de Monterey en Californie. Le spectre (a) est caractéristique d'une houle tandis que le spectre (b) montre une mer croisée

différemment répartie : trois pics se dégagent. Un premier dans la direction ouest-nord-ouest présente des similitudes avec le spectre (a) et est associé à une houle. Le second dans la direction sud-ouest présente une longueur d'onde plus faible de l'ordre de 100 m, il peut être associé à un vent soufflant en surface. Enfin le troisième pic dans la direction sud-sud-est présente une longueur d'onde du pic de l'ordre de 70 m et peut s'interpréter comme la signature d'un vent soufflant antérieurement dans une autre direction.

Cette représentation de la surface océanique au moyen des spectres permet d'identifier rapidement le type de vagues présent en surface (houle ou mer de vent). De plus, le spectre est relativement régulier : il varie lentement en quelques heures. Cette régularité qui contraste avec le mouvement apparemment irrégulier de la surface en fait un objet de modélisation préféré à l'approche vague par vague.

Modélisation de la surface de la mer

Les premières observations du spectre des vagues ont été faites de façon omnidirectionnelle. En effet, les premières mesures des vagues ne permettaient pas d'accéder aux spectres directionnels comme ceux représentés sur la figure 1.19. Ces premières observations font ressortir la forme générale du spectre en fonction des fréquences des ondes en surface. En particulier, elles montrent que pour des fréquences inférieures à celle du pic, le spectre a généralement toujours la même forme [4]. En télédétection, le signal électromagnétique est rétrodiffusé par la partie haute fréquence des vagues. La compréhension de cette zone s'avère donc cruciale pour l'interprétation de la télédétection. En 1958, [50] proposa une modélisation de cette partie du spectre en fréquence en supposant que seule la gravité déterminait la forme du spectre. En 1964, [51] introduisit la fréquence pic dans cette modélisation. La prise en compte du fetch dans la modélisation de la forme du spectre date de 1973 et de la campagne JOint North Sea WAve Project (JONSWAP) [29]. En 1999, [35] a proposé une modélisation de cette partie du spectre en utilisant l'équation de conservation de l'action. Cette approche a permis de prendre en compte l'effet des vagues de gravité et des ondes de gravité-capillarité.

Afin de rendre l'aspect directionnel des vagues, une fonction de dispersion est utilisée. Sa

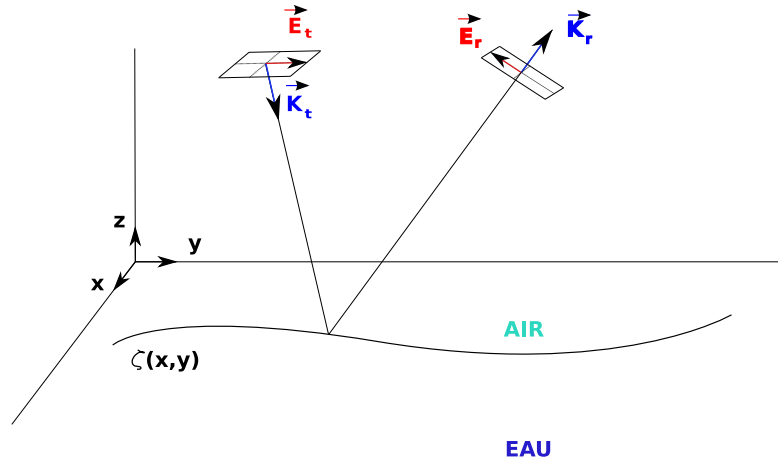


Figure 1.20 — Représentation du trajet de l'onde électromagnétique

forme est soumise à plus de polémique car le nombre d'observations fiables est plus faible. Les travaux de [40] de 1963 sont régulièrement utilisés pour représenter l'aspect directionnel du spectre.

Les données relatives à la force du vent, à sa durée d'action et à la longueur de fetch permettent d'estimer à partir d'un modèle empirique le spectre des vagues à un moment donné. Sa propagation sur des zones géographiques étendues est le but des modèles spectraux mis en place aujourd'hui. Ils résolvent l'équation de conservation de l'action en différents points d'une zone déterminée. Nous pouvons citer par exemple WAM, le modèle de propagation des vagues développé par ECMWF [27] ou son homologue américain WAVEWATCH III (ou WW3) [72] développé par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Les sorties de ces modèles peuvent être directement comparées aux mesures faites par les bouées en différents points.

1.3.2 Modélisation du champ électromagnétique diffusé

Il s'agit ici d'exposer les formules générales reliant le champ électromagnétique diffusé à celui incident, et le champ électromagnétique diffusé à la section efficace radar. Cette étape permet d'appréhender les différents systèmes imageurs du SAR à travers la modélisation électromagnétique. Nous verrons dans cette partie, les solutions asymptotiques apportées aux théories électromagnétiques et leur impact sur l'interprétation de la section efficace.

Configuration générale

Les différents champs sont représentés par le système en coordonnées cartésiennes de la figure 1.20. Une surface rugueuse sépare l'air de l'eau de mer. Cette interface est représentée par : $z = \zeta(x, y) = \zeta(\vec{r})$ où \vec{r} est la composante horizontale du vecteur position \vec{R} tel que $\vec{R} = (\vec{r}, z)$. R est la norme du vecteur position \vec{R} .

Sur la base de ces conventions, l'onde électromagnétique plane incidente émise par une source ponctuelle est caractérisée par un vecteur d'onde $\vec{K}_t = (\vec{k}_t, -q_t)$ et un champ électromagnétique \vec{E}_t . L'onde diffusée par la surface rugueuse est définie par un vecteur d'onde $\vec{K}_r = (\vec{k}_r, q_r)$ et un champ électromagnétique \vec{E}_r . \vec{k}_t et \vec{k}_r sont respectivement les

composantes horizontales des ondes incidente et réfléchi alors que q_t et q_r sont les composantes verticales.

En approximation de champ lointain, le champ électromagnétique diffusé s'exprime en fonction du champ incident tel que [22] :

$$\vec{E}_r(\vec{R}) = 2\pi \frac{e^{iKR}}{iR} S(\vec{k}_r, \vec{k}_t) \vec{E}_t \quad (1.29)$$

où $S(\vec{k}_r, \vec{k}_t)$ est la matrice de diffusion.

À partir de ce champ électromagnétique diffusé est calculée la SERN, présentée au § 1.2.1. La SERN dépend donc de la matrice de diffusion qui elle-même est conditionnée par les propriétés de l'onde électromagnétique : polarisation, incidence, fréquence de l'onde électromagnétique. L'expression de la matrice de rétrodiffusion est obtenue en résolvant les équations de Maxwell. La résolution exacte de ces équations reste coûteuse en temps de calcul pour être appliquée à des surface réelles. Des approximations basées sur des domaines de validité existent donc. Deux de ces approches ressortent parmi les angles d'incidence considérés ($15^\circ - 45^\circ$). Elles donnent lieu à des modèles théoriques, solutions asymptotiques des équations de Maxwell. Les hypothèses communes à ces approches dans le cas d'une plate-forme satellite sont : une surface stationnaire, ergodique et homogène, et un champ diffusé par la surface déterminé loin du champ émis (approximation du champ lointain). Dans le paragraphe suivant, nous décrivons les approximations faites pour modéliser la rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence [22].

Mécanismes de rétrodiffusion

Dans le cas de la surface de mer observée par radar dans le domaine des micro-ondes, le mécanisme de rétrodiffusion prépondérant à faibles incidences ($<15^\circ$) correspond à l'approximation de l'optique géométrique. En négligeant les effets de courbure de la surface, la SERN s'exprime proportionnellement au nombre de facettes orientées dans la direction de visée du capteur. Elle dépend de la densité des pentes orientées dans cette direction. Or cette dernière, à faible incidence, décroît à mesure que l'angle d'incidence augmente, donc la contribution de la SERN due à ce processus décroît à mesure que l'angle d'incidence augmente [6].

Lorsque l'angle d'incidence est supérieur à 15° , les phénomènes de surface renvoyant le signal ne sont plus uniquement la conséquence de miroirs tangents à la surface [76]. D'autres mécanismes de rétrodiffusion entrent en jeu.

Passé 30° , l'approximation dite des petites perturbations est utilisée pour décrire le mécanisme renvoyant le signal [22]. Pour comprendre ce mécanisme dit également résonance de Bragg, une image simple (figure 1.21) est de considérer la surface océanique comme une sinusoïde de longueur d'onde λ_B et le signal électromagnétique comme une source à l'infini avec une incidence de θ . Pour une différence de marche $\Delta R = \lambda_B \sin \theta$ proportionnelle à $\lambda_r/2$, les échos diffusés sont en phase et il y a résonance.

$$\lambda_B = \frac{\lambda_r}{2 \sin \theta} \quad (1.30)$$

Les longueurs d'ondes de Bragg sont directement reliées à la longueur d'onde du radar. Pour le cas de l'ASAR, la longueur d'onde du radar est de 5,3 GHz (cf. § 1.2.3) et les angles d'incidences varient entre 16° et 42° . Les longueurs d'onde de Bragg, associées à ces valeurs

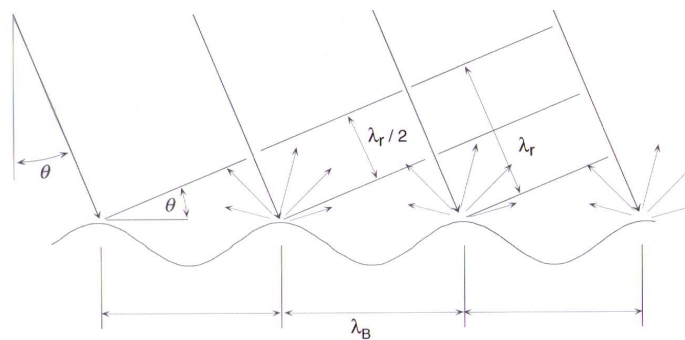


Figure 1.21 — Mécanisme de rétrodiffusion de Bragg d'après [3]

sont entre 4 et 10 cm. Elles correspondent aux longueurs d'onde des vagues se formant à la surface de l'eau lorsque le vent souffle à plus de 2-4 m/s.

Aux angles intermédiaires, tels que $10^\circ < \theta < 30^\circ$ et dans le cas de surface multi-échelles comme la surface de mer, les deux mécanismes prennent part à la rétrodiffusion de l'onde électromagnétique incidente. Traditionnellement ce caractère multi-échelle est pris en compte à travers une approche dite double-échelle [76]. Ces modèles introduisent le paramètre de séparation d'échelle k_d divisant les composantes petites échelles et grandes échelles.

La question de la séparation des échelles de vagues participant à la rétrodiffusion reste très discutée dans la littérature [31], [79]. Cette longueur de coupure varie entre 1,5 et 40 fois la longueur d'onde du radar. Nous considérons que cette longueur d'onde est d'environ 3 ou 4 fois la longueur d'onde du radar. Pour l'ASAR, cette hypothèse situe la longueur d'onde de coupure autour de 20 cm : les vagues participant à la réflexion spéculaire ont donc majoritairement des longueurs d'onde supérieures à 20 cm tandis que celles agissant dans le mécanisme de Bragg ont des longueurs de coupure inférieures à 20 cm.

Les approches décrites jusqu'à présent faisaient l'hypothèse d'une mer relativement calme. Or, dès que le vent souffle à la surface à une vitesse de l'ordre de 15 km/h (force 3 sur l'échelle de Beaufort), les crêtes des vagues commencent à déferler. Les déferlements modifient la surface en y injectant de l'énergie turbulente et ce changement interfère sur la rétrodiffusion de l'onde électromagnétique.

[34], dans le cadre de travaux de modélisation, a paramétré l'impact du déferlement sur la SERN. Cet article fait l'hypothèse que la SERN totale est la somme de la SERN d'une approche double échelle et de la SERN due aux déferlements. La contribution de ces termes à la SERN totale est liée au taux de déferlement de la zone. Pour un vent de 10 m/s, leur modèle indique qu'en bande C et polarisation VV, le déferlement des vagues contribue jusqu'à une hauteur de 20 % dans la rétrodiffusion du signal pour des angles d'incidence entre 25° et 45° . En polarisation HH, ce pourcentage passe à 35 % pour des angles d'incidences entre 30° et 45° . Ces résultats mettent clairement en évidence les rôles de l'incidence, de la polarisation ainsi que des déferlements sur la mesure SAR.

1.3.3 Interprétation de la section efficace radar

Acquise, au large de la pointe Bretagne, l'image 1.22 illustre les potentialités d'étude géophysique des images SAR. Elle a été corrigée de l'effet de variation de la section efficace

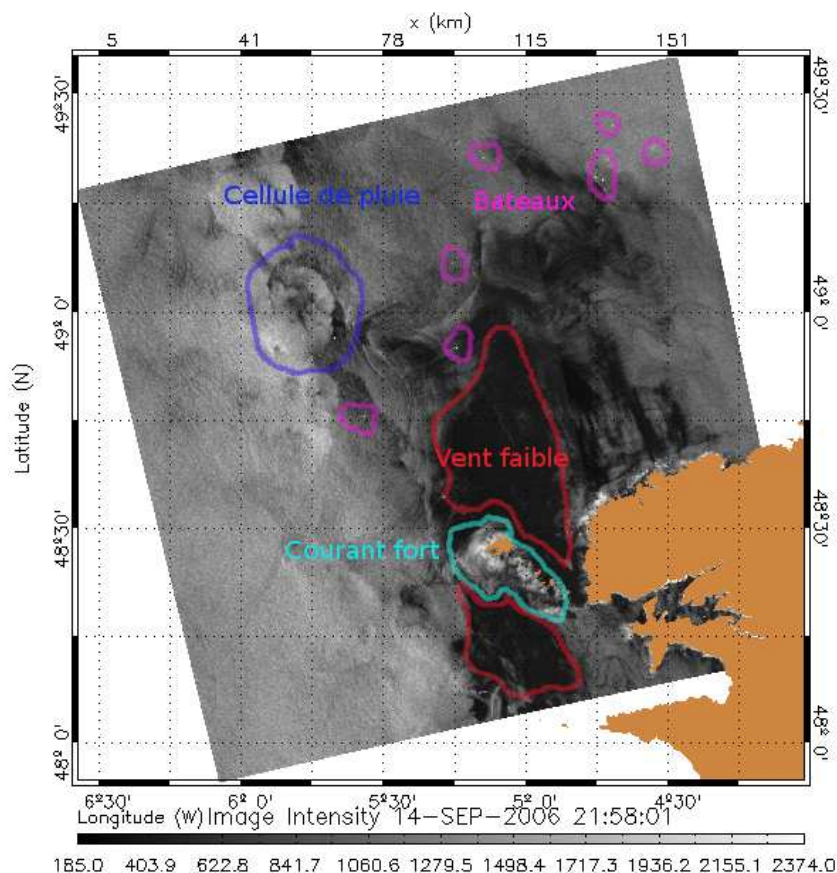


Figure 1.22 — Exemple d'acquisition WSM le 14 septembre 2006 à 21h58 UTC au-dessus de la mer d'Iroise

radar avec l'incidence, l'intensité présentée ne reflète donc pas la section efficace radar normalisée (SERN) mais une unité arbitraire et sans dimension représentant les variations de la section efficace radar. Nous y observons une zone très sombre au nord et au sud d'Ouessant (entourée de rouge sur l'image). Cette zone est la conséquence d'un vent faible voire nul : les vagues dites de Bragg y sont absentes, il y a peu de rétrodiffusion et l'intensité du signal est très faible. Cependant, au milieu de cette zone, autour de l'île d'Ouessant, nous remarquons une intensité accrue, due vraisemblablement à la présence de forts courants. Les courants génèrent en effet une augmentation de la rugosité de la surface de la mer et donc une plus forte rétrodiffusion (entourée de turquoise sur l'image).

Diverses signatures géophysiques peuvent être déduites des cartes de rétrodiffusion. [3] présente entre autres, l'explication relative à la formation d'une cellule de pluie apparaissant dans la partie nord-ouest de la figure 1.22 (entourée de bleu).

Outre les phénomènes géophysiques, des événements ponctuels sont également détectables sur les images SAR. Par exemple les bateaux : l'onde électromagnétique sur leur coque engendre ponctuellement une surface équivalente radar beaucoup plus intense que celle rétrodiffusée par l'eau. Sur la figure 1.22, les bateaux détectés sont entourés en rose.

La détection des pollutions marines fait également partie de ces événements ponctuels. Les nappes d'hydrocarbure sont détectables car leur viscosité génère une zone de très faible

rétrodiffusion à des endroits où le vent souffle à des vitesses supérieures à 2-4 m/s (vitesse minimale pour créer les vagues de Bragg). Cette propriété des images SAR permet de localiser une zone de pollution beaucoup plus précisément et ainsi contribuer à la surveillance de la pollution détectée en terme de dérive [24].

De façon plus générale, pour des angles d'incidence supérieurs à 15° , la section efficace radar normalisée SERN est principalement liée à la présence superposée de petites (centimétriques et sub-centimétriques) vagues générées par le vent local et de plus grandes qui se propagent sur la surface en modulant les petites. Au premier ordre, la rugosité moyenne est ainsi associée à du vent au même titre que pour un diffusiomètre. C'est pourquoi des cartes de vent sont quasi systématiquement établies aujourd'hui à partir d'images SAR grâce à la fonction « CMOD ». Cette fonction a été établie de façon empirique entre des mesures issues de bouées ou de modèles de vent et des mesures de diffusiomètre dans le cadre de la bande C (principalement le diffusiomètre ERS-1 et 2). L'inversion de cette fonction prend en paramètre la direction azimutale du vent, différence entre direction de visée du radar et direction du vent, l'angle d'incidence et la SERN pour restituer l'intensité du vent [7]. La synergie entre vent haute résolution spatiale fournie par le SAR et vent à plus forte répétitivité temporelle fournie par les diffusiomètres offre une connaissance sur les champs de vent utilisables pour évaluer par exemple le potentiel éolien offshore d'une zone [23].

Au second ordre, les variations de la rugosité peuvent servir d'autres objectifs. En effet, l'analyse de ces variations apporte une première information sur l'interaction entre vagues et courant. Comme le montre la figure 1.22, autour de l'île d'Ouessant, l'effet du courant est loin d'être négligeable car il augmente significativement la section efficace radar alors qu'il y a peu de vent. Une connaissance a priori du courant permettrait ici une meilleure interprétation de la SERN en terme de vent.

Au troisième ordre, cette analyse peut être approfondie en utilisant l'information sur la phase. Elle est déjà utilisée pour la restitution de spectres de vagues [15]. L'objectif de cette thèse est précisément d'utiliser de manière optimale ces informations d'intensité et de phase pour tenter de restituer le courant de surface. La méthode utilisée pour extraire une information relative à une vitesse de surface est expliquée dans la partie suivante.

1.4 De la fréquence Doppler à une mesure radiale du courant de surface

1.4.1 Définition de l'anomalie Doppler et de la vitesse de surface

La fréquence Doppler centroïde estimée, f_{DC} , présentée dans le chapitre 1.2.2 est la conséquence de plusieurs phénomènes : mouvement des diffuseurs de surface, dépointage de l'antenne, mouvement de la plate-forme par rapport à la surface de la Terre. Il est possible d'accéder à une modélisation des mouvements relatifs de la plate-forme par rapport à la Terre au moyen de modèles de propagation d'orbite, la différence entre la fréquence Doppler centroïde f_{DC} et la fréquence Doppler prédite f_{DP} nous donne l'anomalie Doppler A_{DC} .

$$A_{DC} = f_{DC} - f_{DP} \quad (1.31)$$

En supposant que les dépointages de l'antenne et les mouvements de la plate-forme par rapport à la surface de la Terre sont idéalement modélisés par les logiciels de propagation d'orbite, cette anomalie A_{DC} représente les mouvements des diffuseurs de surface dans la

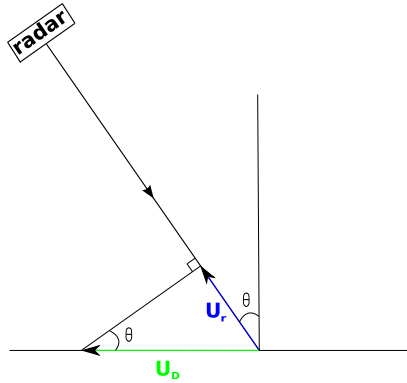


Figure 1.23 — Configuration des vitesses observées par le radar : U_r vitesse dans la direction de visée du satellite, U_D vitesse radiale horizontale

direction de visée du radar. La vitesse U_r associée à cette anomalie Doppler se situe dans l'axe de visée du satellite comme le montre la figure 1.23. En supposant qu'elle soit la conséquence des courants de surface des océans, elle représenterait la projection du courant dans cette direction. La composante U_D déduite de l'équation 1.32 permet de replacer cette composante dans le plan horizontal [11].

$$U_D = -\frac{\lambda_r}{2 \sin \theta} A_{DC} \quad (1.32)$$

où λ_r est la longueur d'onde du radar et θ l'angle d'incidence. Le signe reflète ici la convention de composantes de vitesses positives dans le sens de visée du radar. La direction radiale que nous utilisons par la suite correspond à la direction de visée du radar projetée dans le plan horizontal.

L'équation 1.32 montre que les vitesses de surface mesurées dépendent de trois paramètres : la longueur d'onde du signal électromagnétique émis, l'angle d'incidence, et les anomalies Doppler mesurées.

Si nous faisons l'hypothèse qu'il existe un courant radial de 1 m/s à la surface et que le radar a un angle d'incidence de 23° , nous pouvons estimer l'impact de la longueur d'onde du signal électromagnétique sur la mesure de la vitesse de surface. Pour ces conditions et une fréquence du signal de 10 GHz (bande X), l'anomalie Doppler détectée a pour valeur 26 Hz. Pour un signal émis à une fréquence de 5,3 GHz (Bande C), elle atteint 13,9 Hz et 1,3 Hz pour une fréquence de 1 GHz (bande L). La bande de fréquence C mesure un décalage Doppler plus important qu'en bande L. Elle est ainsi mieux adaptée que la bande L à distinguer la signature du courant car les anomalies Doppler consécutives sont plus grandes donc plus facilement détectables. La bande de fréquence X présente également des avantages pour cette mesure.

Les images que nous utilisons proviennent d'un radar fonctionnant en bande C à une fréquence de 5,3 GHz. Si nous nous plaçons à une incidence de 35° , nous constatons que les anomalies Doppler associées à un courant radial de 1 m/s atteignent une valeur absolue de 20,3 Hz et à 45° , 25 Hz. Plus l'angle d'incidence augmente et plus l'anomalie Doppler liée au courant est importante.

Dès 1979, les travaux de [66] présentèrent la potentialité d'utiliser l'information Doppler pour estimer le courant. Cette dernière n'avait toutefois pu être vérifiée car la technologie d'estimation de la fréquence Doppler n'était pas assez précise. D'autre part, les mesures

disponibles étaient en bande L où le décalage Doppler est faible par rapport à la bande C. Depuis, plusieurs techniques ont tenté d'extraire le courant des vitesses de surface comme, entre autres, le SAR interférométrique que nous présentons dans la suite.

1.4.2 Exemple d'une mesure de la vitesse de surface

L'anomalie Doppler A_{DC} est une information provenant de la phase du signal rétrodiffusé. En télédétection, cette information est également employée par le SAR interférométrique avec des applications cartographiques ou topographiques. Cette technique se base sur différentes configurations du SAR présentées, par exemple, dans [61]. Nous nous intéressons ici à la configuration appelée *Along-Track*, soit interférométrie le long de la trajectoire ou interférométrie azimutale. Dans la suite, nous y référerons par l'acronyme SAR ATI. Cette configuration autorise la mesure des mouvements à la surface [25] d'une façon similaire à l'anomalie Doppler.

L'utilisation du SAR ATI pour mesurer les vitesses à la surface de l'eau a été démontrée pour la première fois en 1987 [25]. Ce fut la première mise en évidence d'une mesure de vitesse de surface à partir de l'anomalie Doppler. Cette modification de la technique SAR conventionnelle s'appuie sur deux antennes SAR disposées l'une à la suite de l'autre dans la direction azimutale (figure 1.24). Les échos rétrodiffusés depuis l'océan sont reçus par chacune des antennes, puis traités sur deux images complexes distinctes, qui sont par la suite combinées interférométriquement en une seule image complexe. Cette méthode permet d'ôter de l'information de phase, les effets dus à la rotation de la Terre et aux variations d'attitudes de la plate-forme. Comme ces effets sont identiques sur les deux antennes, ils disparaissent au cours du traitement interférométrique. La phase ϕ de l'image complexe finale est ainsi directement proportionnelle (aux dépointages près de chacune des antennes) à la composante radiale u de la vitesse des diffuseurs de surface [25].

$$\phi = \frac{4\pi u B}{\lambda_r V} \quad (1.33)$$

avec B la distance entre les deux antennes, λ_r la longueur d'onde du radar et V la vitesse de la plate-forme.

La vitesse de surface radiale u s'écrit :

$$u = \frac{\phi \lambda_r V}{4\pi B} \quad (1.34)$$

Comme la phase ϕ est comprise entre 0 et 2π , la vitesse de surface est connue modulo un intervalle défini par $\frac{\lambda_r V}{2B}$. Tout comme la fréquence Doppler centroïde est connue modulo la PRF.

La mesure de surface réalisée par le SAR ATI est théoriquement la même vitesse de surface que celle obtenue par le SAR une fois que les corrections du mouvement de la rotation terrestre et des attitudes sont effectuées sur la fréquence Doppler centroïde. Les articles traitant de l'interprétation de la vitesse de surface ont d'abord pris en compte les mesures réalisées par le SAR ATI car les mesures à partir d'un SAR n'étaient pas suffisamment précises pour envisager cette application avec les données SAR en mode classique. La partie suivante présente la bibliographie produite par les différentes études ayant pour objectif l'obtention de la vitesse du courant à partir de la mesure de la vitesse de surface.

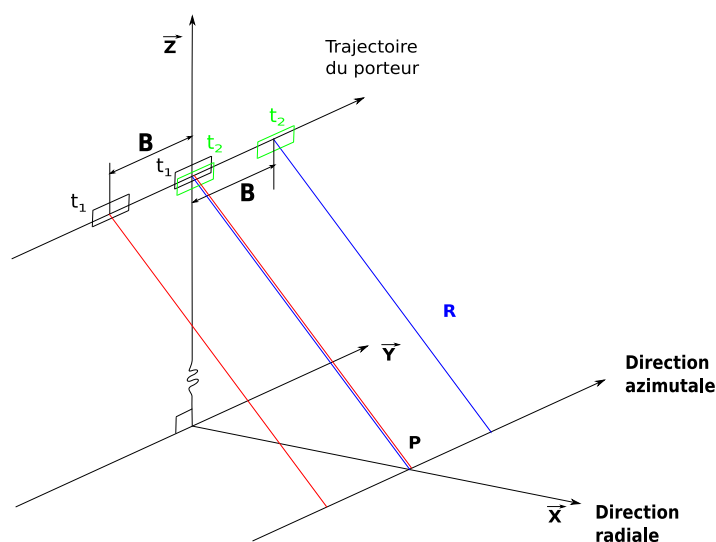


Figure 1.24 — Configuration d'un SAR ATI

1.4.3 Revue sur les travaux antérieurs d'estimation du courant à partir de la vitesse de surface

La vitesse de surface est comprise comme la pondération des vitesses de phase des vagues par la section efficace radar [11]. L'extraction de la mesure de courant va donc dépendre des conditions géophysiques : vent, vague, courant. La partie suivante décrit les étapes relevées dans la bibliographie liée à la technique du SAR ATI.

Dans le procédé développé par la technique SAR ATI, la valeur absolue de la phase est perdue (attitudes non connues, dépointages des antennes). Une calibration est indispensable pour obtenir des vitesses de surface réalistes. Pour remédier à ce problème, [25] a utilisé les propriétés de stationnarité de phase au-dessus de la terre pour corriger d'éventuelles erreurs d'attitude sachant qu'une erreur de $0,01^\circ$ en embardée implique dans leurs expérimentations une erreur de 4 cm/s. Cette méthode est encore employée aujourd'hui pour vérifier la calibration des vitesses.

[2] a développé une autre méthode de calibration de la phase, basée sur le décalage entre un bateau et son sillage. Ce décalage peut être calculé de deux façons différentes. L'une en connaissant les vitesses du bateau et de la plate-forme, la seconde en utilisant la phase de l'image. Cette méthode nécessite que la cible se déplace dans la direction radiale afin qu'il n'y ait pas de composante supplémentaire incluse dans le décalage. Cette alternative devient très utile dans les endroits où aucune portion de terre n'est présente comme en mer hauturière. Elle reste néanmoins assez difficile à mettre en place car les bateaux ne se dirigent pas systématiquement dans la direction voulue.

En 1993, deux études [64, 71] ont permis de tester la mesure de surface avec des SAR ATI sur deux différents sites, respectivement la baie de Monterey et le sillage d'un bateau sur le loch Linnhe. Ces premières expérimentations accompagnées de mesures de dériveurs ou de bouées font ressortir la difficulté de l'extraction de la mesure de courant aux vues des différentes géométries de radar étudiées (longueur d'onde, direction vent direction de visée du radar), et des conditions de vent rencontrées.

En 1996, [26] a présenté deux méthodes afin d'extraire la vitesse du courant de la vitesse de

surface mesurée par le SAR ATI. Ces deux méthodes se basent sur les mesures géophysiques disponibles sur la zone. La première s'appuie sur une connaissance des conditions de vent, de vagues ainsi que des attitudes précises. Ces données sont mises en entrée d'un modèle de rétrodiffusion de la surface afin d'obtenir la vitesse de surface sans l'influence du courant. Le champ de courant est extrait du champ expérimental. La seconde méthode utilise les données bouées et radar HF pour calculer la tendance moyenne de la correction à appliquer. Cette méthode est plus simple mais nécessite plus de mesures. Cet article démontra de façon quantitative les capacités de mesures haute résolution de courant à une fréquence de 1,25 GHz (bande L). Cependant, cette extraction se base sur des mesures in situ et ne permet pas d'extraction systématique du courant à partir des images. Les études suivantes ont tenté de modéliser la contribution des diffuseurs étant donné une situation de vent et de houle. Ces modèles se basent sur la théorie de rétrodiffusion liée aux vagues de Bragg [26, 47, 60].

Le principal inconvénient des études jusqu'à présent réalisées est le peu de mesures disponibles pour valider l'approche. Le comportement de la vitesse de surface à de multiples configurations et longueurs d'onde a été modélisé à partir des mesures disponibles [60]. Ces premiers résultats ouvrent la voie à de nouvelles expérimentations et plus particulièrement aux expérimentations satellites. En effet, jusqu'à présent, les configurations utilisées étaient quasi exclusivement réalisées sur plate-forme aéroportée. L'exception, de taille, est bien sûr l'étude parue en 2005 ([59]) sur l'utilisation en SAR ATI des données de la mission topographique SRTM de la navette spatiale américaine Endeavour. La configuration satellite implique de facto un nombre de mesures conséquent et ainsi une validation de l'approche utilisée.

Parallèlement au développement de la compréhension des phénomènes de rétrodiffusion, les modèles d'estimation de fréquence Doppler centroïde se sont améliorés. Sa précision autorise aujourd'hui à exploiter cette mesure dans des conditions similaires à celles du SAR ATI. Le premier article [77] qui démontre l'intérêt du SAR pour la mesure du courant à partir des données satellitaires date de 1999 (et des données d'ERS-1 et de RADARSAT-1).

Pour cet article, l'information de courant est extraite de la vitesse de surface en suivant une méthode similaire à [26] : la vitesse du courant de surface est extraite de la mesure SAR en utilisant les données in situ. Les résultats sont très encourageants : les mesures de courant extraites de l'image s'accordent à 0,2-0,3 m/s près aux mesures faites à partir d'un bateau et aux mesures de bouées, soit une erreur relative de 10 %. Cependant, il manque de référence pour valider cette approche. En effet, les mesures in situ sont à la fois utilisées pour la calibration et la validation de la méthode.

Les mesures d'anomalie Doppler obtenues à partir du mode vague (ou mode WV) du SAR d'ENVISAT ont permis d'étudier pour la première fois le comportement de l'anomalie Doppler sur une échelle globale. En 2004, [12] montre la forte corrélation existante entre l'anomalie Doppler et le vent projeté dans la direction radiale du capteur. L'article [11] présente les potentialités sur la restitution du courant offerte par le SAR à bord d'ENVISAT. Comme pour l'analyse des vitesses de surface obtenues avec un SAR ATI, un effort important doit maintenant être fait pour comprendre l'anomalie Doppler et tenter d'extraire une information de courant. Une première étape vers la restitution d'une composante de courant est réalisée à partir du mode vague du radar à ouverture synthétique. Nous profitons en effet du large spectre de conditions géophysiques rencontré lors de ces acquisitions pour mettre en place et vérifier une méthode d'extraction de la composante de courant incluse dans l'anomalie Doppler.

Analyse des anomalies Doppler pour un angle d'incidence fixe

Les vitesses de surface obtenues à l'aide du SAR et du SAR interférométrique représentent théoriquement des mouvements identiques de la surface lorsque les configurations du radar (polarisation, longueur d'onde) sont les mêmes (cf. § 1.4.2). Les études sur le SAR interférométrique ont été menées quelques années avant celles sur le SAR. Elles ont montré que la vitesse de surface comprend plusieurs contributions incluant le courant, les vagues de vent et la houle. Aucune méthodologie n'a cependant pu être mise en place pour extraire la composante radiale du courant des vitesses de surface.

Aujourd'hui les nombreuses acquisitions disponibles avec le SAR d'ENVISAT nous permettent d'envisager une approche statistique pour élaborer une méthodologie de restitution de la composante radiale du courant à partir des vitesses de surface. Afin de mettre au point une telle méthodologie nous nous limitons dans un premier temps à une configuration instrumentale fixe. Le changement de configuration (polarisation, longueur d'onde) affecte en effet les propriétés électromagnétiques du signal et modifie la composante de courant incluse dans l'anomalie Doppler. Les acquisitions SAR en mode vague à 23° et polarisation verticale permettent à la fois d'obtenir une configuration instrumentale quasi fixe pour une grande représentativité de conditions géophysiques (vent, courant). C'est en effet le mode activé par défaut au-dessus des océans. C'est donc à partir de ce mode vague et de ces imagerie que nous axons l'analyse des anomalies Doppler en vue d'en extraire la composante radiale du courant.

La première partie de ce chapitre est dédiée à la vérification et la correction de l'anomalie Doppler afin d'éviter des interprétations erronées. Les anomalies Doppler obtenues à l'issue de cette étape sont alors supposées être la conséquence des déplacements de la surface. La deuxième partie décrit la méthode proposée pour restituer la composante radiale du courant de l'anomalie Doppler. Les composantes radiales du courant déduites de cette méthode sont appelées vitesses résiduelles. Ces vitesses sont dans une troisième et dernière partie comparées à des références de courant afin de vérifier la méthode mise en place.

2.1 Calcul de l'anomalie Doppler pour les acquisitions en mode vague

Différents phénomènes peuvent induire une erreur lors de l'estimation de la fréquence Doppler ou de sa prédiction. Par exemple, lorsque le vent souffle à une intensité faible (inférieure à 5 m/s), les phénomènes de rétrodiffusion renvoient un signal très faible voire nul et l'estimation de la fréquence Doppler est alors compromise (cf. § 1.2.2). [62] a également montré que les variations d'attitude (tangage, roulis, lacet) de la plate-forme entraînent des dépointages de l'antenne (cf. § 1.2.2) ayant des conséquences significatives sur la fréquence Doppler centroïde. Outre les variations d'attitudes de la plate-forme spatiale, l'usure matérielle des panneaux constituant l'antenne peut également induire des biais dans le calcul de l'anomalie Doppler.

L'objectif de cette partie est d'obtenir un calcul de l'anomalie Doppler corrigé de biais ou d'erreurs. Dans une première partie, nous présentons les erreurs apparaissant lors de l'estimation de la fréquence Doppler ou de sa prédiction. La seconde partie analyse l'anomalie Doppler sur un long intervalle de temps afin d'évaluer les biais persistants. Enfin la troisième partie s'appuie sur des données d'attitude de la plate-forme d'ENVISAT pour améliorer le calcul de l'anomalie Doppler. Une partie des travaux de cette partie a été rédigé sous la forme d'un article présent dans l'annexe B. Il est régulièrement cité dans les parties suivantes.

2.1.1 Sources d'erreurs lors du calcul de l'anomalie Doppler

Les erreurs lors du calcul de l'anomalie Doppler proviennent soit de l'estimation de la fréquence Doppler, soit de la prédiction de la fréquence Doppler. Les erreurs relatives à l'estimation de la fréquence Doppler sont généralement liées à la SERN (cf. § 1.2.1). Lorsque le vent est très faible, la surface de l'eau est lisse sans aucune vague rétrodiffusant le signal. Le signal rétrodiffusé devient alors faible et l'estimation de la fréquence Doppler ne caractérise aucun mouvement de surface puisque les vagues à la surface sont quasi inexistantes. Afin de filtrer ces erreurs d'estimation de la fréquence Doppler, nous utilisons un seuil sur les valeurs de SERN de l'image. Lorsque la SERN est inférieure à la valeur correspondante à un vent de 5 m/s, quelque soit la direction du vent, nous éliminons de l'analyse les anomalies Doppler calculées.

Une autre source d'erreurs provient d'une mauvaise prédiction de la fréquence Doppler. [62] a montré qu'une précision de 10 millidegrés en tangage conduit à un décalage de 45 Hz. Les fichiers d'attitudes restituées du satellite peuvent être utilisés pour améliorer la précision de la prédiction de la fréquence Doppler. Ces mesures d'angle de la plate-forme du satellite sont obtenues grâce au « suiveur d'étoile » embarqué à son bord. Cependant le fonctionnement de cet instrument est sensible au flux de protons. Or, dans la zone Sud Atlantique, les propriétés protectrices du bouclier magnétique terrestre sont diminuées, compromettant l'utilisation des attitudes dans cette région. Aussi lorsque les fichiers d'attitudes restituées sont utilisés, le calcul de l'anomalie Doppler est compromis au-dessus de ces zones. Les cas où les angles de dépointages sont supérieurs à $0,003^\circ$ en lacet, $0,01^\circ$ en roulis et $0,01^\circ$ en tangage sont enlevées de l'étude lorsque cette information est utilisée pour la prédiction de la fréquence Doppler.

Il reste à l'issue de ces deux traitements une source d'erreur inconnue amenant à des évaluations aberrantes de l'anomalie Doppler, typiquement supérieures de plus de 100 Hz aux mesures moyennes. Or, à 23° d'incidence, les anomalies Doppler se concentrent majo-

ritairement autour de valeurs à ± 50 Hz. Afin d'éliminer les valeurs aberrantes de l'analyse suivante, nous sélectionnons les anomalies Doppler situées à ± 100 Hz autour de la moyenne.

Au final, ces différentes considérations conduisent à mettre de côté 25 % du nombre total d'acquisitions en mode vague. Une fois ces cas identifiés, il reste néanmoins à vérifier s'il ne persiste pas une composante instrumentale dans l'anomalie Doppler calculée.

2.1.2 Caractérisation d'une composante instrumentale entre janvier 2004 et juin 2008

Afin de vérifier que l'anomalie Doppler calculée est relative à des mouvements de surface, nous analysons les anomalies Doppler en fonction d'un paramètre géophysique externe. [12] a montré à l'échelle globale que l'anomalie Doppler moyenne est corrélée au vent radial et que, pour des vents radiaux faibles, l'anomalie Doppler est également proche de zéro. Nous utilisons cette propriété pour caractériser à l'échelle globale les anomalies Doppler au cours du temps. Nous calculons la moyenne des anomalies Doppler pour une valeur absolue de vent radial inférieure à 1 m/s. Cette valeur est d'abord calculée chaque mois. Elle est notée ϵ_1 et représente théoriquement un biais sur l'anomalie Doppler.

L'évolution du paramètre ϵ_1 calculée sur la période de janvier 2004 à février 2008 est présentée sur la figure 1 de la section III de l'annexe B. Ce paramètre possède une valeur absolue de l'ordre de 80 Hz avant septembre 2005 et de 50 Hz après. Le palier observé en septembre 2005 est attribué à un étalonnage technique de l'antenne fait à cette date. Le paramètre ϵ_1 présente également une évolution de l'ordre de 6 Hz par an. Cette dernière variation est attribuée à une usure des panneaux de l'antenne et/ou à une méconnaissance des attitudes du satellite entraînant un dépointage de l'antenne.

L'analyse des moyennes des anomalies Doppler pour une intensité de vent radial inférieure à 1 m/s sur plusieurs années souligne la présence d'une composante instrumentale supplémentaire dont la valeur absolue minimale atteint 50 Hz. Il faut donc inclure cette composante instrumentale dans le calcul des anomalies Doppler pour effectuer leurs analyses. Si cette composante est la conséquence d'un dépointage de l'antenne, il est théoriquement possible de la calculer à partir d'une prédiction de fréquence Doppler prenant en compte les variations d'attitude le long de la trajectoire du satellite. Nous vérifions cette hypothèse dans la partie suivante.

2.1.3 Prise en compte de l'attitude du satellite lors de la prédiction de la fréquence Doppler

Un dépointage de l'antenne radar, lié par exemple aux variations d'attitude de la plateforme, implique un décalage de fréquence Doppler. [62] estime qu'un mouvement de 10 millidegrés de tangage entraîne un décalage de fréquence Doppler de 45 Hz. Afin d'améliorer le calcul de la prédiction Doppler, il est possible d'utiliser les mesures de l'attitude de la plateforme du satellite.

Dans la section IV (figure 3) de l'annexe B, les anomalies Doppler obtenues en prenant en compte les variations d'attitude sont analysées. Nous utilisons encore une fois les informations de vent pour caractériser un biais instrumental persistant. Ce paramètre, appelé ϵ_2 , est calculé de la même façon que dans la section précédente. Sur la période de janvier 2004 à juin 2008, ce paramètre se caractérise par une lente variation de 6 Hz par an, et une intensité de l'ordre de 30 Hz avant septembre 2005 et autour de 0 après. La différence de l'ordre de 50 Hz

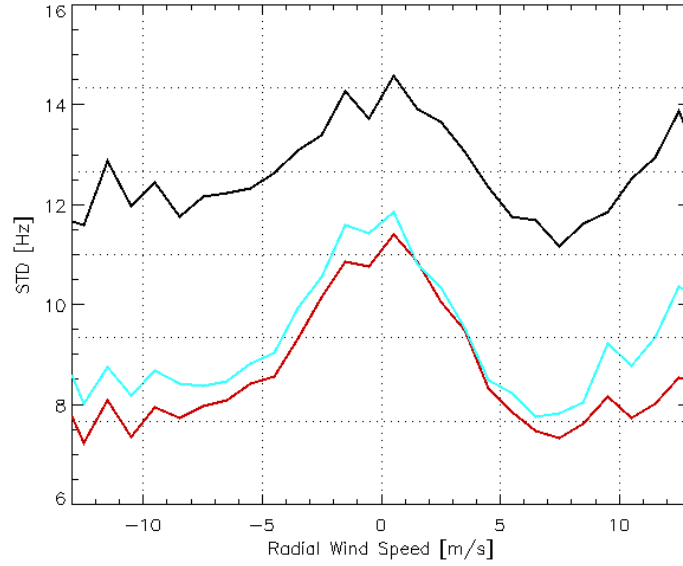


Figure 2.1 — Écarts types des anomalies Doppler en fonction du vent radial pour les 3 méthodes de calcul de l'anomalie Doppler

observée entre ϵ_1 et ϵ_2 prouve que la prise en compte de l'attitude est utile pour améliorer le calcul de l'anomalie Doppler en mode vague. Cependant, elle ne permet pas de corriger la lente variation de 6 Hz observée en moyenne sur un an. Le calcul de l'anomalie Doppler est comparable à celui effectué dans la sous-section précédente et nous pouvons nous interroger sur l'utilité des fichiers d'attitude.

La section V de l'annexe B met en évidence l'apport de l'attitude du satellite dans le calcul de l'anomalie Doppler au moyen de sa représentation en fonction du vent radial. Pour chacune des méthodes présentées, l'écart type moyen des anomalies Doppler par intervalle de vent radial est calculé et représenté sur la figure 2.1 (extraite de l'annexe B) pour trois méthodes de calcul de l'anomalie Doppler. La courbe noire correspond au calcul de l'anomalie Doppler sans prendre en compte les variations rapides d'attitude et recalée quotidiennement en supposant l'anomalie Doppler nulle pour un vent radial inférieur à 1 m/s en valeur absolue. La courbe bleue correspond à une méthode de recalage de l'anomalie Doppler fichier par fichier à partir d'un ajustement moyen calculé au préalable sur un grand nombre d'anomalies Doppler et utilisé par [11]. Les courbes noires et bleues montrent une baisse évidente de 35 % de l'écart type moyen entre ces deux méthodes. La courbe rouge correspond au calcul de l'anomalie Doppler à partir des fichiers d'attitude, complété par son recalage quotidien à partir de la valeur moyenne des anomalies Doppler associées à des vents radiaux inférieurs en valeur absolue à 1 m/s. La baisse de l'écart type moyen entre les courbes noire et rouge atteint cette fois 40 %. Cette dernière méthode semble donc la plus adaptée à un calcul précis de l'anomalie Doppler.

Nous remarquons, par ailleurs, sur la figure 2.1 que les écarts types augmentent pour des vents radiaux dont la valeur absolue est faible. Cette augmentation peut être attribuée à une erreur d'estimation des vents, plus grande dans la direction de projection azimutale. La baisse observée d'une méthode à l'autre est révélatrice de l'augmentation de la précision sur l'anomalie Doppler. La variabilité autour de la valeur moyenne est attendue car l'anomalie

Doppler représente des mouvements de la surface qui ne sont pas tous corrélés au vent, comme le courant par exemple.

Le calcul des anomalies Doppler effectuées avec les fichiers d'attitude nous permet d'accéder à une anomalie Doppler la plus précise possible entre les différentes méthodes proposées pour ce mode. Cette opération permet d'accéder à une anomalie Doppler la plus représentative possible de la signature géophysique de surface. Cependant, un problème lié à l'utilisation des fichiers d'attitudes est survenu. À partir de décembre 2006, des prédictions de fréquence Doppler aberrantes apparaissent régulièrement sans qu'il ne soit possible de les caractériser. Ce problème n'a pas été résolu durant l'étude aussi nous avons exclusivement utilisé les données antérieures à décembre 2006.

Le calcul des anomalies Doppler à partir des imagerie du mode vague se fait en trois étapes. Il s'appuie sur l'estimation de la fréquence Doppler au moyen de l'estimateur de corrélation inter-vues multiple proposé par [80]. La première étape consiste à éliminer les cas où le calcul de la fréquence Doppler ne peut avoir d'interprétation géophysique (vent faible par exemple). La deuxième est le calcul des fréquences Doppler prédites prenant en compte les variations d'attitude. Enfin la troisième est la correction pour ôter de l'anomalie Doppler les éventuels biais liés aux dépointages d'antenne qui ne sont pas pris en compte par les fichiers d'attitudes. À l'issue de ces trois étapes, nous analysons l'anomalie Doppler calculée comme la conséquence des mouvements de surface des océans (vagues, courant). Nous nous intéressons dans la suite à une méthodologie pour tenter d'extraire la composante radiale du courant de cette anomalie Doppler.

2.2 Méthode d'évaluation de la composante du courant dans l'anomalie Doppler

2.2.1 Interprétation géophysique de l'anomalie Doppler des imagerie en mode vague

La surface des acquisitions en mode vague est de $10 \text{ km} \times 5 \text{ km}$. Elle est suffisamment faible pour supposer le courant uniforme sur l'ensemble de la surface au moment des estimations de fréquence Doppler. Lorsque le courant varie fortement sur la surface d'estimation de la fréquence Doppler comme, par exemple, en mer d'Iroise où de puissants courants de marée sont observés, cette hypothèse n'est plus valable. Néanmoins, en mer hauturière où est réalisée la majorité des acquisitions en mode vague, cette hypothèse est vérifiée. Nous pouvons alors distinguer deux effets contribuant à l'anomalie Doppler : le courant et les vagues. Les caractéristiques de l'ensemble des vagues de la surface sont regroupés sous le terme d'état de mer. Extraire la contribution de courant à partir de cette hypothèse se résume à évaluer la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler.

La contribution de l'état de mer est dépendante de l'ensemble des vagues de surface. Ces vagues sont grandement influencées par le vent soufflant à la surface. À l'échelle globale, les anomalies Doppler sont corrélées au vent à 10 m ([12]). La composante du courant est donc, pour cette configuration, une composante de second ordre dans l'anomalie Doppler. Cette propriété s'explique également par les propriétés géométriques des vagues par rapport au courant. Le courant a par définition des composantes horizontales alors que les vagues ont en plus une composante verticale. L'angle d'incidence de 23° fait ressortir les composantes verticales et donc l'impact de l'état de mer par rapport à celui du courant. En moyenne, à l'échelle du globe, la composante du courant de second ordre peut être estimée nulle. En

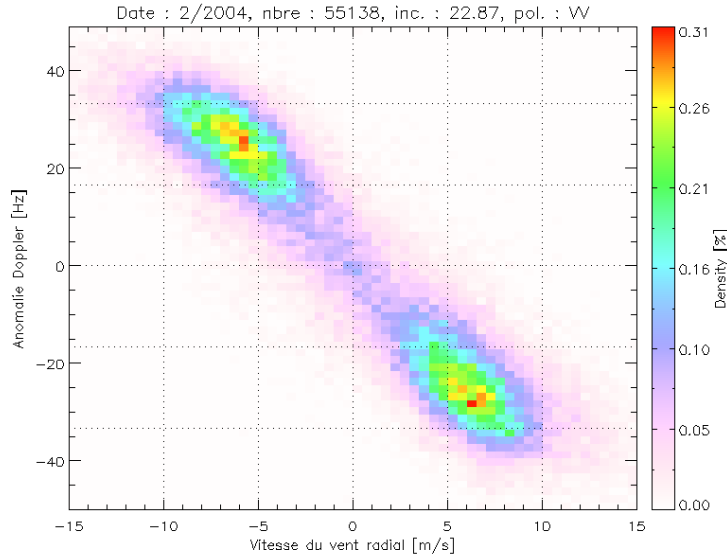


Figure 2.2 — Anomalies Doppler et leur densité en fonction du vent radial

parallèle, [11] a montré que la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler pouvait être estimée à partir de l'information de vent. En conséquence, nous nous appuyons directement sur les anomalies Doppler obtenues à partir du mode vague à 23° pour une polarisation verticale et les informations de vent colocalisées à ces imageries pour évaluer la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler.

L'interprétation géophysique de l'anomalie Doppler nous donne une méthode d'évaluation de la composante du courant incluse dans l'anomalie Doppler. Cette méthode reste néanmoins dépendante de deux hypothèses : courant et état de mer ont des contributions distinctes à l'anomalie Doppler et la composante de l'état de mer peut être évaluée à partir des informations de vent. Afin de mettre en point une méthode d'extraction de la composante radiale du courant de l'anomalie Doppler basée sur le vent, nous nous intéressons dans la suite aux caractéristiques des anomalies Doppler en fonction des informations de vent.

2.2.2 Caractéristiques de l'anomalie Doppler en fonction du vent

Dans ce chapitre, les caractéristiques de l'anomalie Doppler en fonction du vent sont étudiées à partir des anomalies Doppler calculées dans la partie 2.1 et des champs de vent de surface fourni par ECMWF. Ce centre est chargé de produire des prédictions météorologiques à moyen terme. Il fournit en plus de ces prédictions, des analyses des conditions de vents à 10 m au-dessus de la surface. Leur résolution spatiale est de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ et leur résolution temporelle est de 6 heures.

Pour le mois de février 2004, la figure 2.2 présente l'anomalie Doppler en fonction du vent radial telle qu'elle fut représentée dans [12, 11]. Cette figure permet de visualiser par la couleur, la densité des points. Les vents projetés dans l'axe de visée du radar ont majoritairement une intensité autour de 5 m/s et sont associés à des anomalies Doppler ayant une valeur absolue de 25-30 Hz.

La représentation de l'anomalie Doppler en fonction du vent radial (cf. figure 2.2) ne permet pas de distinguer si l'anomalie Doppler augmente à cause d'une augmentation de

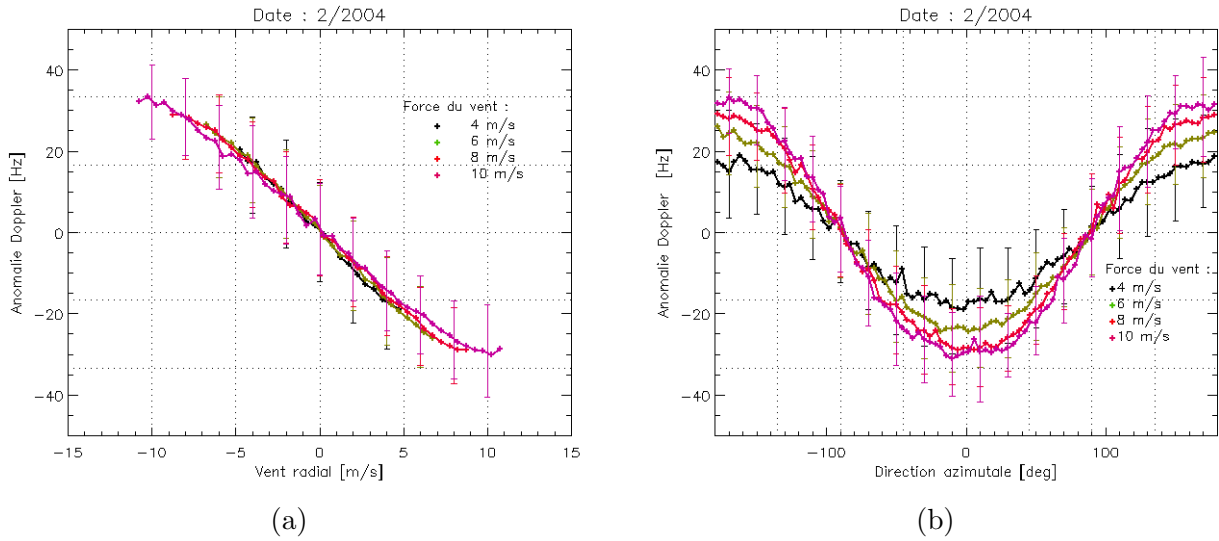


Figure 2.3 — Anomalies Doppler moyennes en fonction du vent radial (a) et en fonction de la direction azimutale du vent (b) pour des intensités de vent de 4, 6, 8 et 10 m/s

l'intensité du vent ou à cause d'un changement de la direction du vent par rapport à l'angle entre la direction du vent et la direction de visée du satellite : la direction azimutale du vent. Nous choisissons de représenter les anomalies Doppler en fonction de la direction azimutale du vent et des intensités du vent pour enlever l'ambiguïté d'interprétation de l'anomalie Doppler lors de la modification d'intensité de vent radial.

Les représentations de la figure 2.3 ont été réalisées en calculant la moyenne des anomalies Doppler sur un intervalle donné de vent radial (graphique (a)) et sur un intervalle donné de direction azimutale du vent (graphique (b)) pour des intensités de vent situées à ± 1 m/s d'une intensité donnée. Ces intensités de vent sont 4, 6, 8 et 10 m/s. Au delà de 10 m/s, le nombre des données diminue trop fortement pour observer le comportement moyen de l'anomalie Doppler en fonction du vent radial. Les écarts types associés à ces moyennes sont représentés au moyen de barres verticales. Le graphique (a) présente des variations identiques à la figure 2.2 et ne permet pas de distinguer clairement l'impact de l'intensité du vent sur l'anomalie Doppler. Les quatre courbes moyennes se superposent en effet les unes sur les autres à mesure que l'intensité du vent augmente. Par contre, le graphique (b) de la figure 2.3 met en évidence la dynamique de l'anomalie Doppler associée au vent. Pour une direction azimutale du vent donnée, plus l'intensité du vent est forte et plus l'intensité de l'anomalie Doppler est forte. Ce résultat nous montre l'intérêt de représenter l'anomalie Doppler à partir des deux informations de direction et d'intensité du vent plutôt qu'au moyen uniquement de l'information d'intensité de vent dans la direction radiale.

Les conditions upwind (resp. downwind) se définissent à partir de la direction azimutale du vent comme étant les cas où le vent souffle à 180° (resp. 0°) de la direction de visée du radar. La figure 2.3 montre une quasi-symétrie par rapport à l'origine entre les cas upwind et downwind pour cet angle d'incidence de 23° . Une asymétrie entre ces deux configurations est généralement observée [54]. À cette incidence et polarisation, cette asymétrie n'est pas encore significative.

Le graphique (b) montre également que l'anomalie Doppler devient faible voire nulle dès que le vent se situe autour de 90° de la direction de visée du satellite. Les diffuseurs de surface sont alors principalement dans la direction azimutale. Or l'anomalie Doppler caractérise les

mouvements des diffuseurs de surface dans la direction de visée du radar, ce qui explique que l'anomalie Doppler devienne nulle. À l'opposé, nous constatons que lorsque le vent souffle dans la direction de visée du radar (en s'en éloignant ou s'en approchant), l'anomalie Doppler associée à une intensité de vent donnée reste relativement stable dans un intervalle de $\pm 30^\circ$ autour de cette direction.

La dépendance de l'anomalie Doppler avec le vent est ici clairement mise en avant : la contribution de l'état de mer corrélée au vent est une composante principale de l'anomalie Doppler. La contribution du courant de surface est considérée comme une explication de la variabilité de l'ordre de 10 Hz des anomalies Doppler sur les courbes moyennes (a) et (b) de la figure 2.3. Afin d'analyser la composante radiale du courant potentiellement incluse dans cette variabilité, nous présentons dans la suite une loi empirique pour la contribution de l'état de mer corrélée au vent, réalisée à partir des informations colocalisées de vent et d'anomalie Doppler.

2.2.3 Loi empirique de la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler

Afin de modéliser empiriquement la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler, nous utilisons une loi empirique réalisée à partir d'un réseau de neurones et précédemment développée dans [16]. L'expression analytique de ce modèle empirique est détaillée en annexe C.

Les données d'entrée du réseau de neurones correspondent aux anomalies Doppler obtenues sur l'année 2006 pour des vents de 0 à 20 m/s d'intensité et les informations de vent associées sont celles d'ECMWF. Le calcul des anomalies suit la méthode décrite dans la partie V de l'annexe B. Elle utilise une fonction définie au préalable pour recalculer par fichier les anomalies Doppler. La fonction utilisée est symétrique par rapport à l'origine. Cette dernière hypothèse impose une forme sur la loi empirique pouvant être inadaptée suivant les conditions géophysiques rencontrées sur l'image. Elle introduit alors une variabilité sur la méthode proposée. Nous vérifions dans un premier temps que la loi empirique obtenue est cohérente avec les caractéristiques des anomalies Doppler en fonction du vent.

La fonction « DOPMOD » représentant ce modèle empirique, associe à la direction azimutale du vent, la direction de visée du radar et l'intensité du vent, une fréquence. Cette dernière correspond en principe à la contribution moyenne de l'état de mer à l'anomalie Doppler pour un angle d'incidence de 23° , une polarisation verticale et un signal électromagnétique de fréquence 5,3 GHz (bande C).

Les courbes (a) et (b) de la figure 2.4 correspondent à des représentations similaires à celles de la figure 2.3 pour des intensités de vent de 4, 6 et 8 m/s. À 10 m/s, les courbes moyennes de la figure 2.3 sont inférieures à celles du modèle empirique. Le modèle empirique surestime la contribution de l'état de mer pour cette intensité de vent. De plus, nous remarquons qu'en condition downwind la fonction « DOPMOD » présente une légère discontinuité : le réseau de neurone ne permet pas un ajustement parfait avec les données d'entrée dans le réseau. Cependant, nous vérifions que la variabilité moyenne obtenue entre cette loi et les anomalies Doppler est de l'ordre de 10 Hz. Elle correspond à la variabilité observée sur les anomalies Doppler. Nous supposons alors que cette loi nous permet d'accéder à l'information de second ordre des anomalies Doppler, la composante radiale du courant.

La fonction « DOPMOD » permet d'obtenir la contribution moyenne de l'état de mer à l'anomalie Doppler en fonction des caractéristiques de vent avec un ordre de grandeur

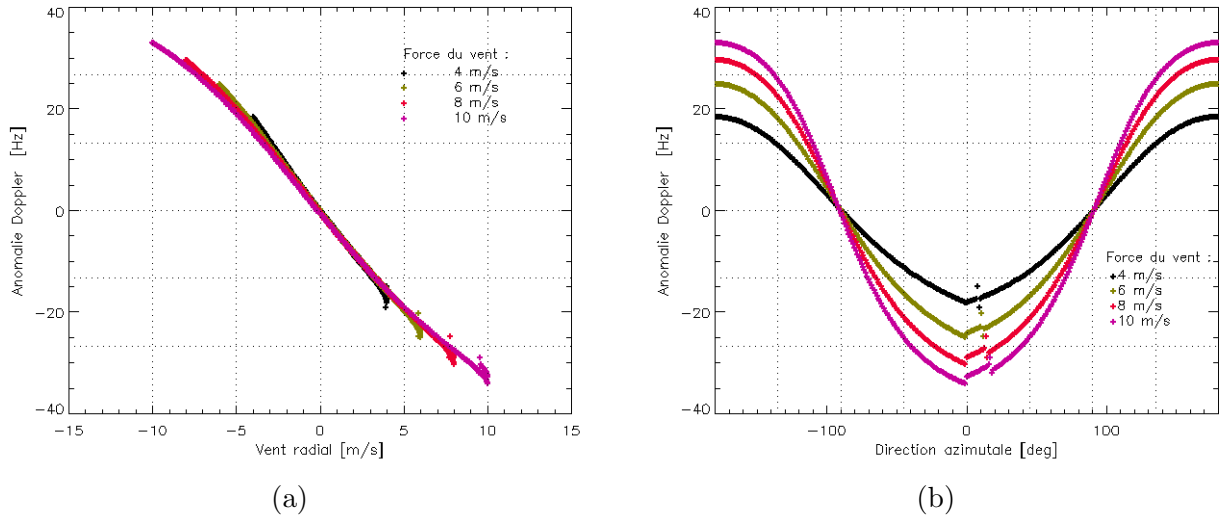


Figure 2.4 — Représentation de « DOPMOD » en fonction du vent radial (a) et de la direction azimutale du vent (b) pour 4 intensités de vent : 4 (noir), 6 (vert), 8 (rouge) et 10 (violet) m/s

réaliste. La différence entre l'anomalie Doppler et la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler, définissant la composante résiduelle, représente donc potentiellement la contribution du courant à l'anomalie Doppler. Elle est convertie en vitesse résiduelle par la relation :

$$v_{res} = - \frac{\lambda_r (f_{Dca} - \text{DOPMOD}(\text{intensité vent}, \text{direction azimutale}))}{2 \sin \theta} \quad (2.1)$$

où λ_r est la longueur d'onde du radar, f_{Dca} l'anomalie Doppler, « DOPMOD » la loi empirique pour obtenir la contribution de l'état de mer et θ l'angle d'incidence.

La méthode que nous avons mise en place pour extraire l'information de courant de l'anomalie Doppler dépend à la fois des informations de vent, de la fonction « DOPMOD » et bien sûr de la présence de courant. La validation de cette méthodologie d'extraction des vitesses de courant va donc dépendre de :

- la variabilité du vent sur la zone géographique étudiée. En effet, les produits de vent ECMWF sont des analyses toutes les 6 heures. Le déplacement possible d'un front atmosphérique dans l'intervalle de ± 3 heures autour de la mesure peut introduire des erreurs lors de l'estimation de la vitesse résiduelle.
- L'intensité du courant en surface. Lorsque le courant de surface vaut 0,7 m/s, le décalage Doppler associé est de 10 Hz soit la variabilité observée sur les anomalies Doppler. Cette intensité de courant est une première approximation de l'intensité du courant minimale observable à partir de l'anomalie Doppler. Cette valeur minimale de l'intensité du courant observable à partir de l'anomalie Doppler est susceptible de diminuer en fonction des erreurs sur la méthode mise en place.

La problématique reste de savoir si la méthode présentée ici permet d'accéder à la composante radiale du courant. Afin de vérifier cette hypothèse, l'attention dans la partie suivante se porte sur l'analyse des vitesses résiduelles et en particulier sur les comparaisons de ces vitesses résiduelles avec des mesures de courant colocalisées aux imagerie en mode vague et projetées dans la direction radiale.

2.3 Analyse des vitesses résiduelles

Les vitesses résiduelles correspondent théoriquement à la composante radiale du courant. Leurs caractéristiques sont différentes des systèmes classiques de mesure du courant : c'est une mesure instantanée (temps d'intégration de quelques ms) dans la direction radiale du radar, des quelques premiers centimètres de la surface océanique. Les systèmes de mesures classiques du courant sont effectués à des profondeurs de 15 à 20 m sur des temps d'intégration de l'ordre de la journée. Les comparaisons qui vont être menées dans cette partie incluront donc ces différences.

Dans une première partie, l'analyse des vitesses résiduelles est menée sur les caractéristiques spatiales que représente potentiellement cette information. Compte tenu de la répartition globale des anomalies Doppler, cette première analyse se base sur la réalisation de climatologies de vitesse résiduelle à partir des acquisitions en mode vague de 2004 à 2006. Elle est comparée à la climatologie de courant établie à partir des bouées dérivantes (cf. § 1.1.2, [41]).

Dans une deuxième partie, nous utilisons les mesures directes de courant faites sur les bouées fixes de l'équateur Pacifique à des profondeurs sous la surface de 5 à 10 m pour caractériser les différences apparaissant entre les références de courant et les vitesses résiduelles. Nous profitons également de ces données pour établir des comparaisons avec les produits OSCAR.

Une dernière partie se penche sur la possible transformation de la composante radiale en des composantes zonales et méridiennes en se basant sur les propriétés des traces montantes et descendantes des anomalies Doppler.

La mise en place de chacune de ces comparaisons implique de colocaliser les différents systèmes de mesure les uns avec les autres. Cette procédure, plus ou moins délicate en fonction des données, est présentée pour chacune des comparaisons. Nous commençons l'analyse des vitesses résiduelles par la mise en place d'une climatologie de vitesses résiduelles dans le but d'analyser les propriétés spatiales de cette information à l'échelle globale.

2.3.1 Climatologie mensuelle des vitesses résiduelles

Nous commençons l'analyse des vitesses résiduelles par l'observation de leurs propriétés spatiales moyennes à l'échelle du globe. Compte tenu de la répartition spatiale des images en mode vague, nous réalisons tout d'abord une climatologie mensuelle des vitesses résiduelles. Le calcul de cette climatologie mensuelle implique de se placer sur des zones géographiques où le courant de surface varie peu à l'échelle du mois afin de ne pas sous-échantillonner la variabilité du courant de surface. Implicitement, cette méthode suppose que seuls les mouvements à grande échelle telle la circulation générale de surface, pourront être observés.

Nous débutons cette partie par la mise en place de cette climatologie. Puis nous comparons cette climatologie et celles mises en place à partir des bouées dérivantes ([41]) et des données OSCAR.

Création d'une climatologie à partir des vitesses résiduelles

Nous prenons principalement en compte deux précautions pour représenter la climatologie mensuelle des vitesses résiduelles et la détermination de la taille des cellules spatiales sur

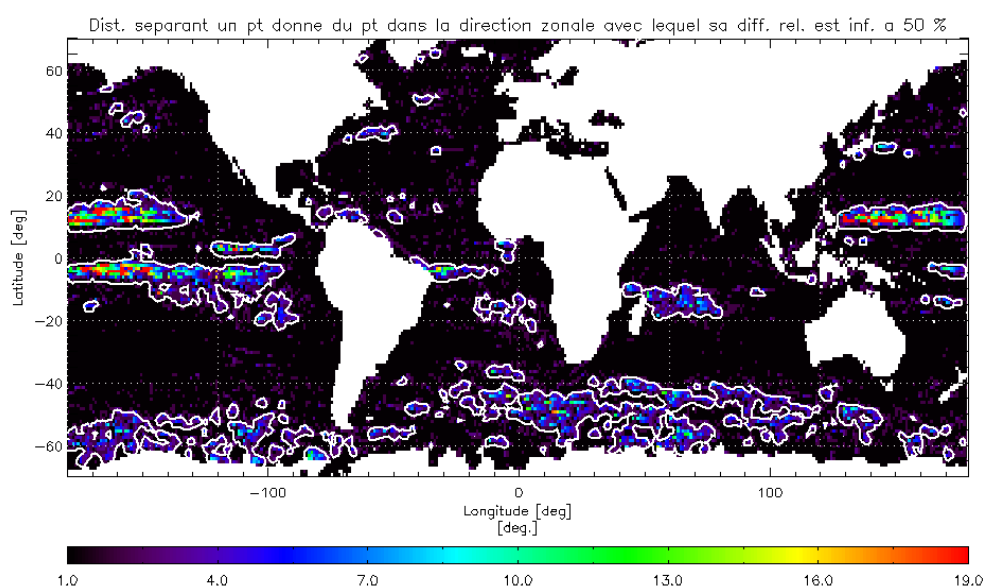


Figure 2.5 — Variabilité du courant dans la direction zonale sur une année : représentation de la distance au bout de laquelle la différence relative entre des points consécutifs reste inférieure à 50 %. Les lignes blanches représentent le contour pour une distance équivalente à 2° .

laquelle ces moyennes sont réalisées. La première est la variabilité spatiale du courant et la seconde une répartition homogène des vitesses résiduelles.

Pour la première, une connaissance a priori du courant est nécessaire afin de localiser les zones où sa variation est suffisamment faible pour que les moyennes mensuelles de vitesse résiduelle ne sous-échantillonnent pas l'information de courant. Cette variabilité est analysée à partir des vitesses climatologiques de courant réalisées à partir des mesures des bouées dérivantes. Ces vitesses sont représentées sur une grille régulière en longitude et en latitude de 1° par 1° . Pour chaque point, nous calculons la distance, appelée distance de corrélation, séparant ce point de celui où l'incertitude relative devient supérieure à 50 %. Ce seuil, fixé arbitrairement, nous donne un critère pour représenter la variabilité du courant. Il n'est appliqué que dans les directions zonales et méridiennes et par conséquent est incapable de souligner la présence d'un courant dans la direction NO-SE ou SO-NE.

Comme la distance de corrélation est modifiée avec les saisons, nous représentons les minima de distance de corrélation pour un mois donné. La carte 2.5 représente cette distance minimale dans la direction zonale. Le contour blanc représente le contour équivalent à une distance de corrélation équivalente à 2° , il indique les zones où la variabilité zonale du courant est la moins forte. Nous observons sur la zone équatoriale des zones étendues dans la direction zonale, ainsi qu'au sud du quarantième parallèle Sud. Les signatures zonales du Gulf Stream et du Kuroshio sont également retrouvées autour de 30° N à l'ouest des bassins Atlantique Nord et Pacifique Sud. La carte concernant la variabilité méridienne n'est pas représentée car les distances de corrélation obtenues sont relativement constantes et égales au degré. La forte variabilité du courant dans la direction méridienne impose une résolution de la climatologie des vitesses résiduelles de l'ordre du degré en latitude. En conséquence, la taille des cellules sur lesquelles est effectué le calcul de climatologie, est évaluée à 1° par 2° . De plus, nous estimons qu'en présence de 3 imagerie et moins, la moyenne n'est pas statistiquement représentative. La climatologie des vitesses résiduelles n'est pas calculée lorsque ce cas est rencontré.

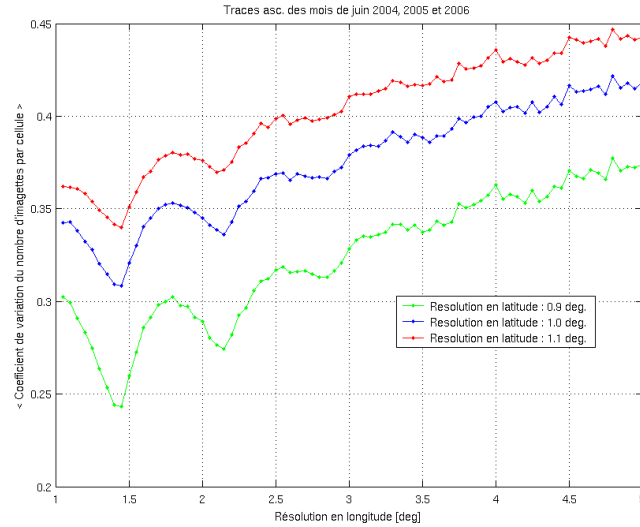


Figure 2.6 — Coefficient de variation du nombre d'images par cellule pour différentes tailles de cellule. Le coefficient est obtenu à partir d'images réparties sur l'ensemble du globe pour les mois de juin des années 2004, 2005 et 2006

La seconde caractéristique à prendre en compte pour choisir la climatologie des vitesses résiduelles est l'échantillonnage spatial des données à l'échelle du globe. Les positions des images des traces ascendantes (ou descendantes) pour un même mois de 2004 à 2006 sont irrégulièrement espacées en longitude et en latitude. Nous utilisons le coefficient de variation (rapport entre écart type et moyenne) du nombre des images par cellule pour caractériser l'homogénéité de l'échantillonnage. Les différentes tailles de cellule testées sont, dans la direction méridienne, $0,9^\circ$, $1,0^\circ$ et $1,1^\circ$, proches de celle de la climatologie issue des bouées dérivantes et dans la direction zonale, de 1° à 5° .

La figure 2.6 représente le coefficient de variation en fonction de ces différentes résolutions. Elle montre une oscillation (d'une période de $0,75^\circ$) de ce coefficient lorsque la résolution en longitude augmente. Cette oscillation est due à la répartition originale des images. Elle s'atténue à mesure que le nombre d'images par cellule augmente. Le coefficient de variation augmente également avec la résolution en latitude. Par exemple, pour une cellule de 1° par $2,5^\circ$, ce coefficient vaut 0,36. Nous observons alors une concentration zonale du nombre d'images tous les 6 degrés de latitude. Cette irrégularité est incompatible avec une représentation homogène des vitesses résiduelles et nous cherchons à la minimiser.

D'après la figure 2.6, le coefficient de variation est minimal pour la configuration $0,9^\circ$ par $1,45^\circ$ et présente également un second minimum local pour la configuration $0,9^\circ$ par $2,15^\circ$. À l'échelle d'un mois à une résolution de $0,9^\circ$ par $1,45^\circ$, le nombre d'images n'est pas suffisant pour obtenir une couverture globale. La résolution adoptée est donc celle de $0,9^\circ$ par $2,15^\circ$, meilleur compromis entre l'observation d'un minimum de variabilité et d'une répartition la plus homogène possible des images. Elle permet d'obtenir des cartes de climatologie mensuelle de vitesse résiduelle à la fois avec les traces descendantes et les traces ascendantes comme présentées sur la figure 2.7. Lorsque la distance de corrélation (caractérisant la variabilité du courant) dans la direction zonale est inférieure à 3° dans la direction zonale, les moyennes réalisées sur les mesures SAR sont exclues car la variabilité du courant devient

trop forte pour être représentée par l'échantillonnage temporel des imagerie sur la zone considérée.

Les cartes climatologiques de vitesses résiduelles dans la direction radiale des traces ascendantes et descendantes du satellite sont représentées sur les cartes (a) et (b) de la figure 2.7. Les vitesses radiales résiduelles sont positives lorsque la diffuseurs de surface s'éloignent du radar dans la direction de visée de ce dernier. Cette direction de visée au niveau de l'équateur est E-NE. Ainsi, sur les traces ascendantes, les valeurs positives impliquent que le courant de surface a une composante dans la direction E-NE. Sur la figure 2.7, ces valeurs positives correspondent à la présence des contre-courants équatoriaux à la latitude 5° N de l'océan Pacifique équatorial et les valeurs négatives aux courants équatoriaux ou la dérive sud atlantique pour des latitudes supérieures à 40° S [70].

Sur les traces descendantes (cf. carte (b) de la figure 2.7), les valeurs positives indiquent une composante de la vitesse de surface dans la direction O-NO. Ainsi pour des mouvements de surface dirigés dans la direction E-O, les composantes des vitesses observées à partir des traces ascendantes et descendantes sont théoriquement opposées. Au niveau de l'Équateur, les courants à la surface sont majoritairement axés dans la direction E-O. Nous observons que la carte (b) présente au niveau de l'équateur des caractéristiques similaires à la carte (a) pour des valeurs opposées. Cette fois, les valeurs positives correspondent aux courants équatoriaux, orientés est-ouest, et les valeurs négatives aux contre-courants équatoriaux.

Nous avons calculé la climatologie des vitesses résiduelles en nous basant sur l'hypothèse que cette information représente théoriquement la composante radiale de courant de surface. Nous avons alors réalisé cette climatologie sur des cellules de $0,9^{\circ}$ par $2,15^{\circ}$, meilleur compromis entre l'observation d'un minimum de variabilité du courant et d'une répartition la plus homogène possible des imagerie. De plus, nous vérifions que la distance de corrélation dans la direction zonale reste supérieure à 3° . Ces différentes considérations nous permettent de réaliser les cartes de la figure 2.7. Elles indiquent la potentielle signature des courants équatoriaux. Cette première estimation des vitesses résiduelles invite à une confrontation plus directe avec les autres mesures de courant. La partie suivante se base sur les jeux de données climatologiques des bouées dérivantes (cf. § 1.1.2) et des données OSCAR (cf. § 1.1.3) afin d'effectuer ces premières comparaisons.

Comparaison entre la climatologie SAR et des climatologies de référence

Les cartes de la figure 2.7 mettent en avant les zones où les climatologies mensuelles de vitesses résiduelles sous-échantillonnent peu le courant. En effet, nous avons exclues les zones où la variabilité du courant devenait trop forte (la distance de corrélation est inférieure à 3° dans la direction zonale). Il ressort que les zones représentant le mieux le courant de surface au moyen de la climatologie des vitesses résiduelles sont la zone équatoriale ($\pm 20^{\circ}$) et le sud du quarantième parallèle Sud. Les vitesses résiduelles sont par ailleurs dépendantes de la précision du vent car nous la déduisons à partir des informations sur le vent. Au delà de 30° de latitude, cette précision diminue. En effet, les vents dominants deviennent les régimes de vents d'ouest dont la variabilité est plus forte que celle des alizés. Afin de réaliser les premières comparaisons, nous choisissons la zone de la ceinture équatoriale pacifique entre 20° S et 20° N, zone où la variabilité spatiale du courant est régulièrement supérieure à la résolution de la climatologie des vitesses résiduelles et où les vents sont réguliers.

Deux estimations indépendantes de courant sont utilisées comme références pour valider

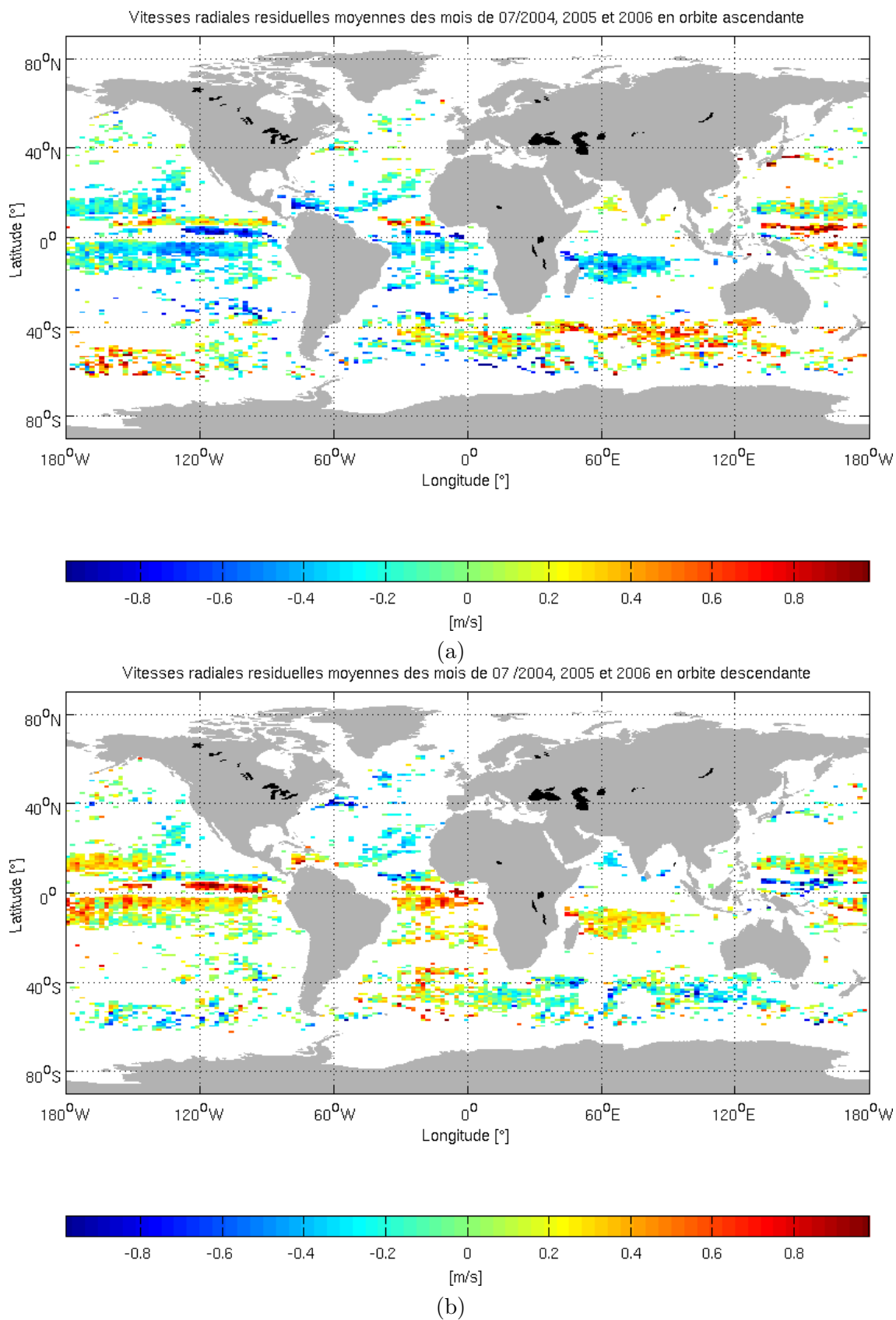


Figure 2.7 — Carte de la climatologie des vitesses résiduelles obtenues à partir des données SAR en mode vague des mois de juillet 2004, 2005 et 2006 pour des traces ascendantes (a) et descendantes (b)

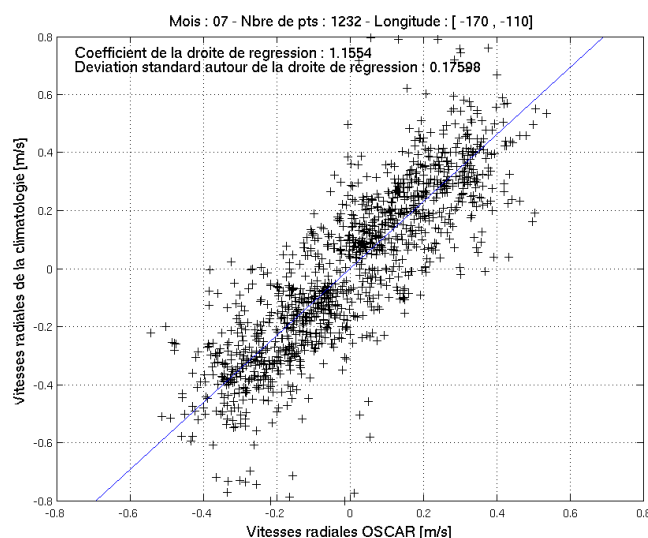


Figure 2.8 — Vitesses radiales issues de la climatologie en fonction des vitesses radiales moyennes d'OSCAR pour le mois de juillet

la climatologie des vitesses résiduelles : la climatologie mensuelle créée à partir des bouées dérivantes de 1997 à 2004 [41] et celle créée à partir des produits OSCAR sur les années 2004 à 2006.

La climatologie issue des bouées dérivantes correspond à une moyenne mensuelle sur une grille de résolution de 1° par 1° . Elle est réalisée sur une période de 1997 à 2004 [41] plus large que celle de la climatologie des vitesses résiduelles (de janvier 2004 à décembre 2006). Cette période ne coïncide que sur un temps restreint avec les acquisitions en mode vague disponibles. Aussi des variations peuvent apparaître liées à cette différence de période. Cette différence a motivé le calcul d'une deuxième climatologie mensuelle à partir des produits OSCAR.

Les courants OSCAR ont une résolution de 1° par 1° et sont disponibles tous les 5 jours. Les climatologies des courants OSCAR sont réalisées à partir d'un plus grand nombre de données que celles de vitesses résiduelles, environ une soixantaine de mesures contre une dizaine pour les vitesses résiduelles. L'estimation des courants OSCAR, présentée dans la partie 1.1.3, est soumise à plus d'incertitude dans la région équatoriale. En effet, l'hypothèse géostrophique n'est plus valide et une méthode alternative moins précise est utilisée. Cette méthode a été validée par [8]. Elle nous permet d'obtenir une seconde référence de climatologie de courant sur une période plus courte.

Outre leur projection dans la direction radiale, ces mesures de courant sont interpolées sur la grille définie pour la climatologie des vitesses résiduelles, soit $0,9^\circ$ par $2,15^\circ$.

Afin de comparer la climatologie des bouées dérivantes à celles des courants OSCAR, nous représentons les représentons l'un en fonction de l'autre sur la zone délimitée par les longitudes 170° W et 110° W et les latitudes 10° S et 10° N (cf. figure 2.8). Ces vitesses présentent un écart type moyen, notée RMSE, sur les 12 mois de l'année de $0,17$ m/s et un coefficient de corrélation moyen $0,82$. Nous en concluons que nos deux références de courants ont des propriétés analogues alors qu'elles représentent des périodes différentes : de 1997 à 2004 pour les bouées dérivantes et de 2004 à 2006 pour les courants OSCAR.

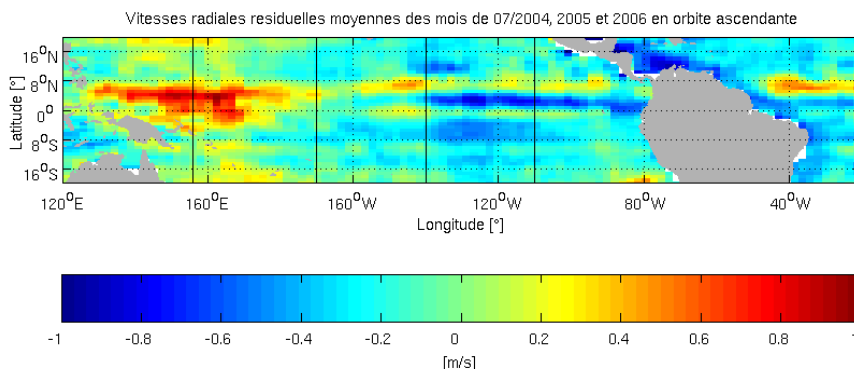


Figure 2.9 — Position des profils de la figure 2.10 aux longitudes 156°E , 170°W , 140°W et 110°W sur la zone équatoriale pacifique entre 20°S et 20°N sur fond de climatologie des vitesses résiduelles du mois de juillet à partir des traces ascendantes du satellite

La zone de la ceinture équatoriale pacifique entre 20°S et 20°N , choisie pour effectuer les premières comparaisons, présente un cisaillement méridien relativement fort. En une centaine de kilomètres ($\sim 1^\circ$), le courant équatorial pacifique orienté vers l'ouest, atteignant jusqu'à $0,8\text{ m/s}$, peut faire place au contre-courant équatorial, orienté vers l'est [57]. Afin de vérifier si les vitesses résiduelles rendent compte de cette alternance des vitesses le long des latitudes, nous avons représenté les climatologies de courant de référence et de vitesse résiduelle à différentes longitudes. Les longitudes choisies 156°E , 170°W , 140°W et 110°W sont espacées régulièrement entre 156°E et 110°W comme le montre la figure 2.9. Elles correspondent également aux longitudes où ont été ancrées des bouées océanographiques. La figure 2.9 présente surtout la climatologie des vitesses résiduelles pour le mois de juillet à partir des traces ascendantes du satellite. Les valeurs positives indiquent une composante dans la direction E-NE et les négatives dans la direction O-SO. Chacun de ces profils est représenté sur la figure 2.10 pour le mois de janvier et 2.11 pour le mois de juillet. Ces deux mois caractérisent des courants équatoriaux plus forts [70].

Bien que la climatologie OSCAR soit proche de la climatologie des bouées dérivantes (figure 2.8), des différences apparaissent dans la position et la forme des extrêmes de courants. Ainsi aux longitudes 170°W et 140°W en janvier, la position du courant sud équatorial apparaît à des emplacements différents. De même, pour les longitudes 156°E et 170°W en juillet, la position du contre-courant équatorial est à 3° à 5° plus au sud sur les vitesses radiales OSCAR.

À la longitude 156°E , les profils de climatologie de vitesse résiduelle sont très différents de ceux des courants radiaux de référence, quel que soit le mois. Par exemple, pour le mois de janvier, le profil lié aux vitesses résiduelles atteint plus de $0,8\text{ m/s}$ d'intensité, alors que ceux liés aux courants de référence ont des intensités inférieures à $0,2\text{ m/s}$. Il est possible que les vitesses résiduelles calculées sur cette longitude ne permettent pas de représenter la variabilité spatiale du courant. En effet sur ces profils nous n'excluons pas les points dont la distance de corrélation serait inférieure à 3° . Dans la suite, nous concentrons les comparaisons sur la partie plus à l'est de l'océan équatorial Pacifique.

Aux longitudes 170°W , 140°W et 110°W , pour les latitudes supérieures à 10° , les profils de vitesses résiduelles présentent des intensités supérieures aux profils des références de courant radial. Passé 10° de latitude, le courant équatorial est également plus faible [70]. Il

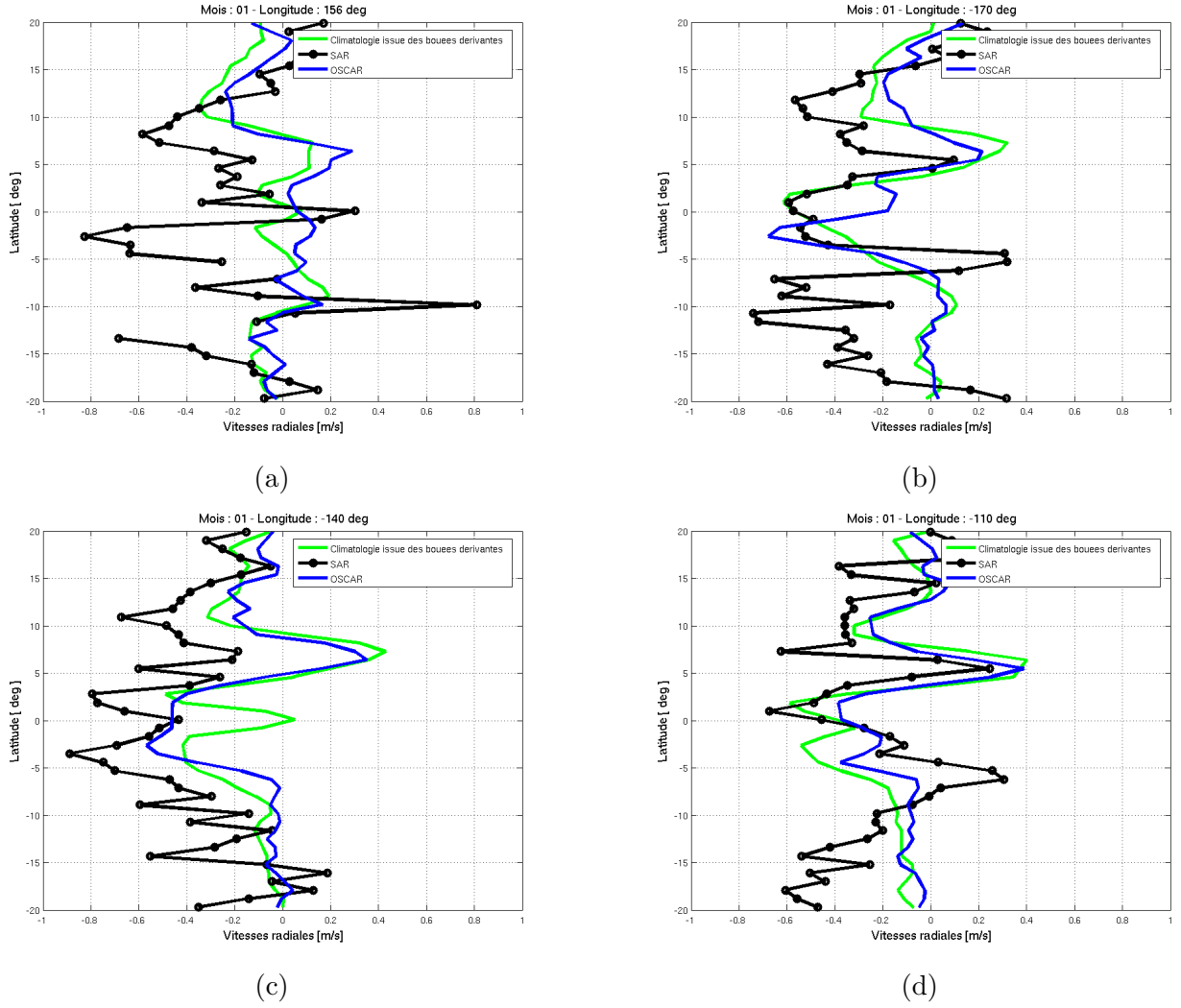


Figure 2.10 — Profils des climatologies des vitesses résiduelles, des bouées dérivantes projetées et des courants OSCAR projetés dans la direction radiale pour le mois de janvier aux longitudes respectives de 156° E (a), 170° W (b), 140° W (c) et 110° W (d)

est possible que les vitesses résiduelles ne représentent alors plus que le bruit de la méthode de calcul des vitesses résiduelles. Aussi nous concentrons les comparaisons sur les latitudes entre 10° S et 10° N pour les longitudes entre 170° W et 110° W.

Pour chacune des longitudes entre 170° W et 110° W, le cisaillement du courant présenté par les deux climatologies est observé par les profils de vitesses résiduelles. Pour certains cas, comme en janvier pour la longitude 140° W, un biais de 0,4 m/s est observé par rapport aux valeurs de référence. Cependant, la forme du profil de courant est retrouvée. Pour les autres longitudes, les profils de vitesses résiduelles concordent à la fois en terme de position et de valeur absolue aux références de courant excepté à la latitude 5° S des longitudes 170° W et 110° W du mois de janvier où les profils des vitesses résiduelles suggèrent un courant vers l'est inexistant sur les deux autres références. Ces résultats prouvent le bon accord de la climatologie des vitesses résiduelles avec une signature de courant radial. Ces résultats soulignent également l'intérêt de cette information pour caractériser les variations spatiales du courant sur cette zone particulièrement intéressante pour la compréhension des phénomènes climatiques tel qu'El Niño.

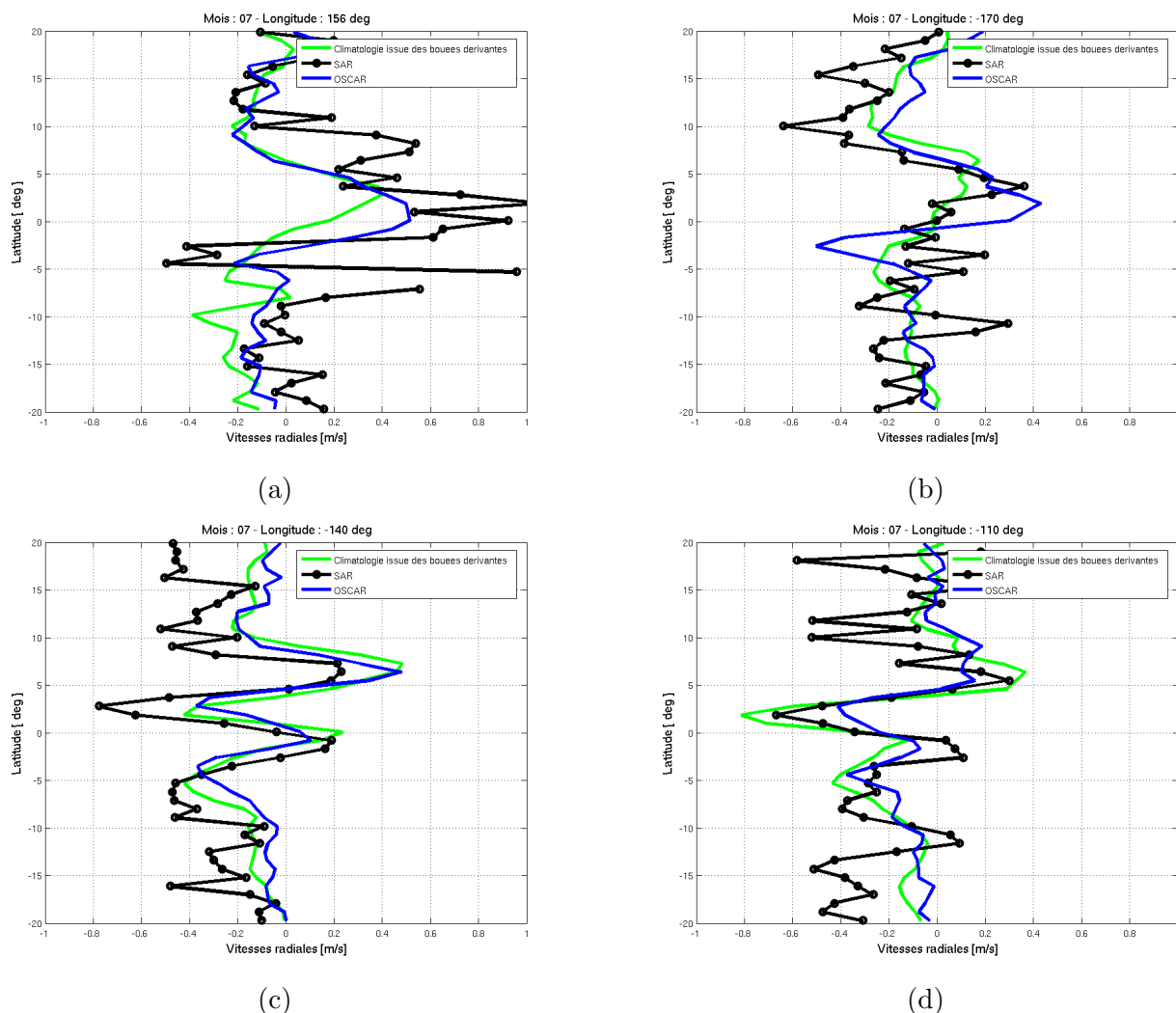


Figure 2.11 — Idem à la figure 2.10 pour le mois de juillet

Lorsque les deux références de courant présentent des profils différents, il est intéressant de noter que le profil des vitesses résiduelles décrit alors un profil intermédiaire. Par exemple, à la longitude 170°W , en janvier, la climatologie des bouées dérivantes indique la position du courant sud équatorial à 1°N de latitude alors que la climatologie des courants OSCAR le place à 2°S . Le profil des vitesses résiduelles présente deux maxima locaux pour ces deux latitudes, profil intermédiaire entre les deux références. Pour le mois de juillet, à cette même longitude, la climatologie des courants OSCAR indique une alternance rapide entre un contre-courant de $0,4\text{ m/s}$ à 1°N et son opposé d'une intensité de $0,5\text{ m/s}$ à 1°S alors que la climatologie des vitesses résiduelle, entre 1°S et 1°N présente une intensité qui n'excède pas $0,2\text{ m/s}$. Ce résultat souligne la cohérence entre les vitesses résiduelles et d'autres mesures de courant.

Les différences rencontrées entre la climatologie des vitesses résiduelles et les deux climatologies de références utilisées, hors de la zone entre 170°W et 110°W de longitude et entre 10°S et 10°N de latitude peuvent avoir plusieurs causes. Nous avons déjà mentionné le fait que le courant a pour ces zones une intensité plus faible qui rend l'interprétation des vitesses résiduelles en tant que composante radiale du courant plus difficile. De plus, le calcul des

vitesses résiduelles est très dépendant de l'information de vent. Avec la latitude, le régime des vents change passant des alizés dont l'intensité est régulière à celui des vents d'ouest plus irrégulier. Si les informations de vents sont erronées ou imprécises, l'erreur est automatiquement reportée sur le calcul des vitesses résiduelles et représente une source de différence entre les climatologies de vitesses résiduelles et des références. Par ailleurs, les profils de vitesses résiduelles que nous utilisons ici ne tiennent pas en compte de la variation spatiale du courant au moyen de la distance de corrélation mise en place dans la partie précédente. Ainsi il est possible qu'il existe un sous-échantillonnage de la zone rendant impossible la restitution de la composante radiale du courant. La dernière explication tient dans la nature des mesures, les courants OSCAR et la climatologie des bouées dérivantes sont valides à 15 m sous la surface, alors que les vitesses résiduelles représentent une information de surface. Nous avons supposé que cette information correspondait à la composante radiale du courant, elle est également susceptible de contenir des composantes supplémentaires telles les ondes d'inertie.

Afin d'élargir les résultats observés à l'échelle des profils à l'ensemble de la zone délimitée par les latitudes 10°N et 10°S et les longitudes 170°W et 110°W , nous comparons les climatologies de vitesses résiduelles sur cette zone en fonction des deux climatologies de référence. Une fois encore, nous limitons ces représentations aux mois de janvier et juillet. De plus, nous utilisons la distance de corrélation afin de prendre en compte la variabilité du courant. Lorsque la distance de corrélation est supérieure à 3° dans la direction zonale, nous considérons que la variabilité du courant est restituée par la climatologie des vitesses résiduelles. Cette condition est respectée pour les vitesses résiduelles représentées par des losanges rouges sur la figure 2.12.

Les écarts types moyens et coefficients de corrélation entre la climatologie des vitesses résiduelles et celles des bouées dérivantes et des courants OSCAR indiquent une plus forte corrélation entre les vitesses résiduelles et les références de courant lorsque la variabilité du courant est prise en compte. En effet, les coefficients de corrélation augmentent jusque 10 % tandis que les écarts types calculés (notée RMSE) diminuent de près de 10 %.

La comparaison de la climatologie des vitesses résiduelles aux autres climatologies de courant de surface présente des coefficients de corrélation moyen de 0,80. D'autre part, les coefficients directeurs associés à la droite de régression linéaire entre la climatologie de vitesses résiduelles et celle des bouées dérivantes atteignent 0,88 tandis que celle entre vitesses résiduelles et courant OSCAR sont de 1.10. Sur cette zone, la climatologie des vitesses résiduelles apparaît donc comme une mesure des courants radiaux de surface dont les valeurs se situent entre ces deux références de courant.

Les écarts types calculés atteignent une valeur maximale de 0,35 m/s. Cette valeur correspond à la moyenne des valeurs absolues des courants radiaux issues des climatologies des bouées dérivantes et des courants OSCAR. L'interprétation des vitesses résiduelles en vitesse de courant ne devient donc significative que pour des valeurs de courant radiales de surface supérieures à 0,35 m/s.

La climatologie réalisée à partir des vitesses résiduelles présente spatialement une information qualitative et quantitative sur la zone étudiée (de 170°W et 110°W et de 10°S et 10°N) nous permettant de restituer les importants cisaillements de courant dans la direction méridienne. La comparaison points à points sur cette zone montre une variabilité relativement forte de la vitesse résiduelle par rapport aux références (RMSE = 0,35 m/s). Cette variabilité obtenue à partir de la climatologie mensuelle peut être due à un calcul de climatologie sur

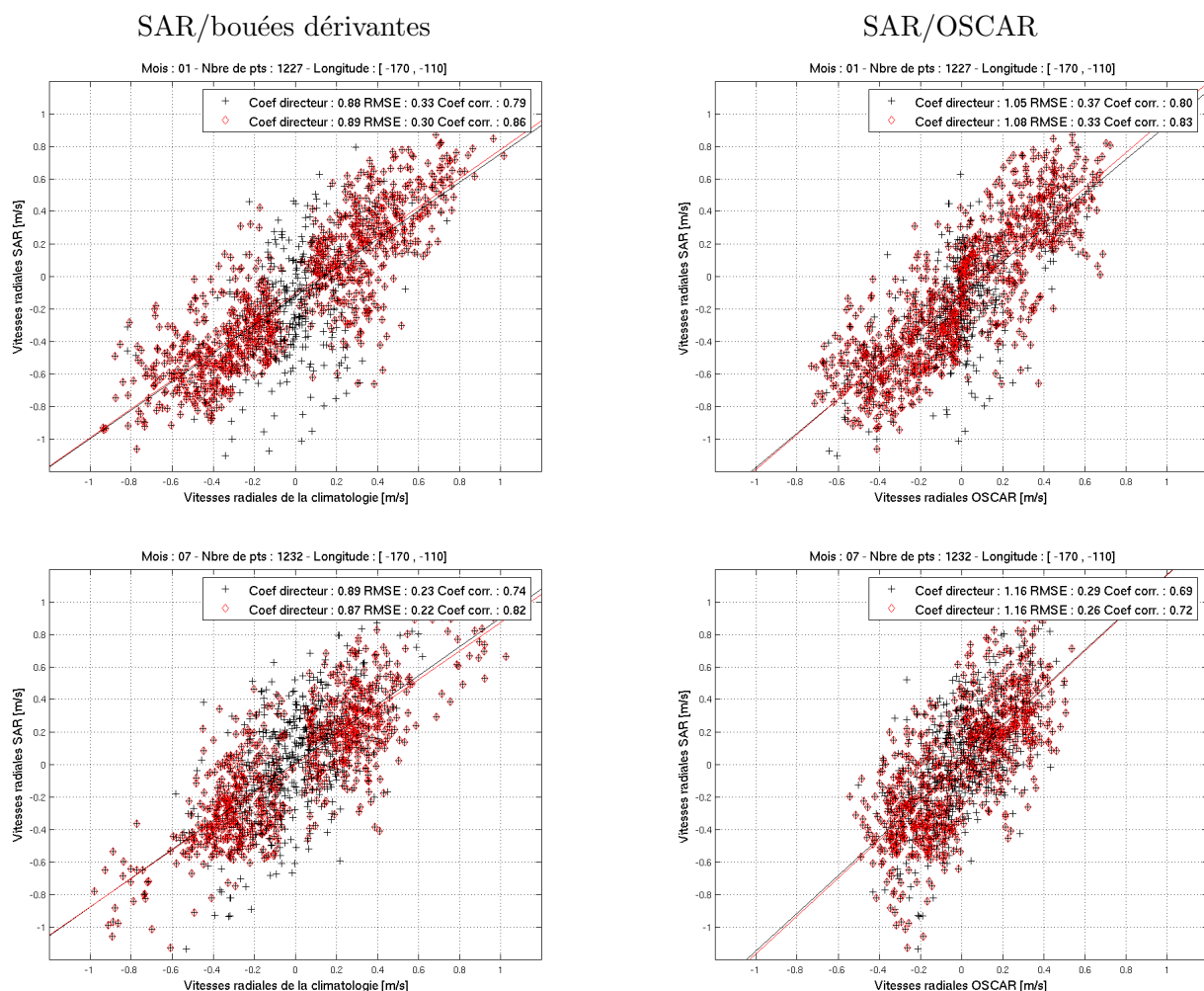


Figure 2.12 — Climatologie des vitesses résiduelles en fonction de celle des bouées dérivantes (colonne de gauche) et en fonction de celle des courants OSCAR (colonne de droite) pour les mois de janvier (première ligne) et juillet (deuxième ligne). Les points entourés en rouge ont une distance de corrélation dans la direction zonale supérieure à 3° .

une résolution trop faible, à une évaluation erronée de la composante d'état de mer, ou à une erreur sur les informations de vent utilisées pour estimer la composante d'état de mer.

Dans la suite, nous tentons d'évaluer de façon plus locale les différences apparaissant entre les vitesses résiduelles et les mesures de courant. Nous utilisons pour cela les mesures de courant effectuées par des bouées océanographiques ancrées dans l'océan Pacifique équatorial.

2.3.2 Mesures de courant des bouées océanographiques dans la zone équatoriale pacifique

Dans la partie 2.3.1, nous avons vu que la climatologie des vitesses résiduelles concorde avec la climatologie de la composante radiale du courant de surface sur la zone de 170°W à 110°W et de 10°S à 10°N . Afin de vérifier ce résultat à une échelle de temps inférieure au mois, nous comparons cette fois les vitesses résiduelles aux mesures de courant de surface quotidiennes disponibles sur la zone équatoriale pacifique par le réseau TAO/TRITON (cf. § 1.1.2).

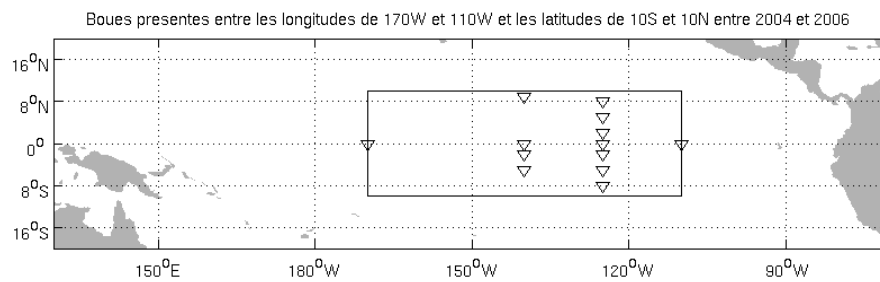


Figure 2.13 — Position des bouées utilisées lors des comparaisons. Le contour noir indique la zone où les comparaisons de la section § 2.3.1 ont été faites

Parmi les différences entrevues entre la climatologie des vitesses résiduelles et celles de référence, nous nous intéressons à celle liée à l'action du vent en surface. Les vitesses résiduelles représentent une information de courant de surface très sensible à l'action du vent, tandis que les mesures in situ se trouvent à au moins 5 m sous la surface moins dépendant de l'action du vent. Grâce aux bouées, nous disposons de mesures de courants situées simultanément à 5 et à 10 m de la surface. La comparaison de ces deux mesures de courant en fonction des informations de vent indique les variations susceptible d'apparaître avec la profondeur par rapport au vent.

Les mesures des bouées océanographiques nous permettent surtout de vérifier si les vitesses résiduelles obtenues sont comparables avec une vitesse radiale de courant. Nous utilisons également les courants OSCAR afin d'évaluer l'intérêt des vitesses résiduelles par rapport aux mesures déjà existantes.

Les bouées océanographiques utilisées dans cette partie sont localisées sur la région équatoriale Pacifique. Leur position est indiquée sur la figure 2.13. Des mesures de courant y sont effectuées à 10 m et parfois à 5 m de profondeur.

Dans la partie suivante, nous exposons dans une première partie les différences existantes entre une mesure de courant bouée à 5 m et à 10 m de profondeur. Cette première comparaison permet de mieux appréhender les différences observées entre 15 m et la surface. Dans une deuxième partie, nous réalisons les comparaisons des vitesses résiduelles avec les mesures de courant des bouées. Enfin la dernière partie présente la comparaison entre les mêmes vitesses des bouées fixes et les courants OSCAR afin d'évaluer l'intérêt des vitesses résiduelles par rapport à une information de courant de surface déjà existante.

Mesures de courant à 5 et 10 m sous la surface

Parmi les treize bouées présentées sur la figure 2.13, deux d'entre elles mesurent le courant à 5 et à 10 m de la surface. Situées toutes deux sur l'équateur, l'une est à la longitude 110°W entre le 17 avril et le 29 septembre 2005. La seconde est située à la longitude 140°W entre le 23 mai 2004 et le 1^{er} mars 2005. Au total, 441 mesures quotidiennes sont ici analysées. Pour ces deux bouées, les mesures de courant présentent des corrélations atteignant 0,98 à la fois en intensité et en direction. Les graphiques (a) et (b) de la figure 2.14 représentent respectivement l'intensité du courant à 10 m et sa direction en fonction de l'intensité du courant à 5 m et sa direction. La droite de régression linéaire est également tracée pour chacune des figures. Avec un coefficient directeur de 0,95, un écart type moyen de 4,0 cm/s

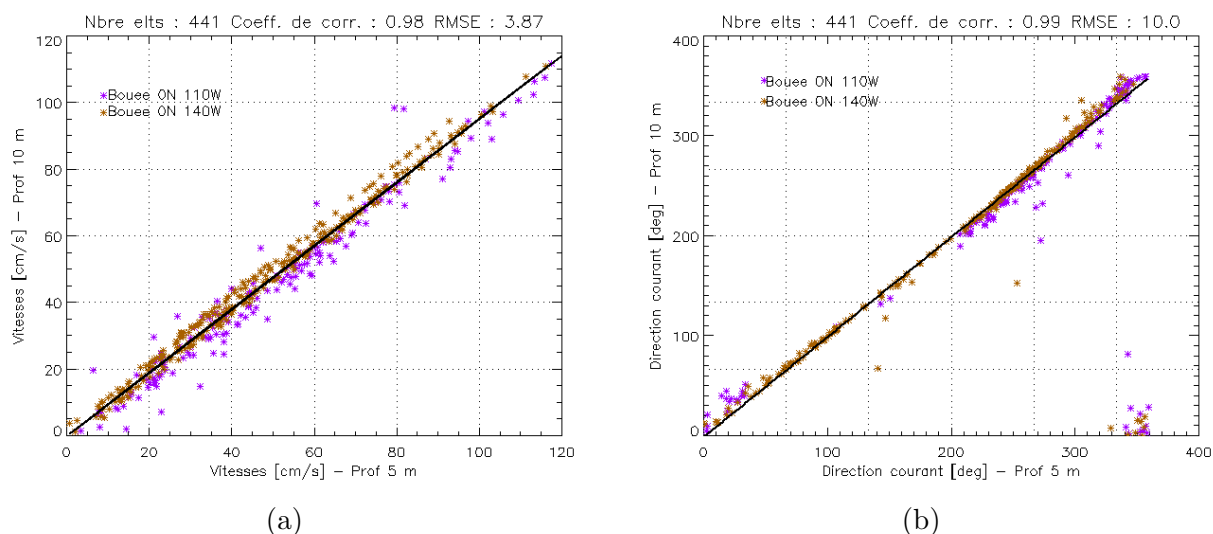


Figure 2.14 — Intensités des vitesses à 10 m de la surface en fonction de celles à 5 m (a), et directions à 10 m en fonction de celles à 5 m (b) pour les bouées de 0° N à 110° W (violet) et de 0° N à 140° W (marron)

pour le tracé (a) et un coefficient directeur de 0,99 pour un écart type moyen de 10°, ces graphiques confirment la forte corrélation existante entre les deux mesures à 5 et 10 m de la surface.

L'intérêt de ces mesures se situe sur les différences observées d'une profondeur à l'autre en fonction des informations de vent. Nous savons que, proche de la surface, le vent joue un rôle prépondérant (transport d'Ekman, dérive de Stokes). Les bouées effectuant des mesures à 5 et à 10 m sont situées sur l'équateur où la force de Coriolis et par continuité la composante d'Ekman sont nulles. En considérant les dix premiers mètres de la couche superficielle océanique, le bilan des forces qui s'y appliquent fait principalement intervenir les forces de friction engendrées par le vent soufflant en surface et celles à 10 m de la surface constituées par le courant. Afin de mettre en évidence l'impact potentiel du vent dans la mesure du courant de surface, nous représentons, sur la figure 2.14, la différence d'intensité entre le courant à 5 m et celui à 10 m en fonction de la différence de direction entre le courant à 10 m et le vent. Les données de vent utilisées ici sont celles fournies par l'anémomètre de chacune des bouées.

La figure 2.15 montre une relation sinusoïdale entre la différence des mesures de courant et la direction faite entre le courant et le vent. Afin d'affiner cette représentation, nous sélectionnons les cas en fonction de 3 intensités de vent : 4, 6 et 8 m/s ± 1 m/s et nous représentons les moyennes associées à ces sélections ainsi que les écarts types de ces moyennes au moyen de traits verticaux. Plus le vent est faible et plus les écarts types entre la mesure à 5 et 10 m sont importants. Pour un vent moyen de 4 m/s, l'écart type moyen atteint 2,6 cm/s tandis que pour un vent moyen de 8 m/s, il est de 0,4 cm/s. Les différences entre les mesures à 5 et 10 m sont donc principalement reliées au vent. Plus il est faible et plus grande sera la différence entre ces deux mesures.

Lorsque le courant à 10 m et le vent sont dans les mêmes directions, la figure 2.15 montre que le courant à 5 m est plus fort que celui à 10 m de l'ordre de 3 cm/s. À l'opposé lorsque le courant à 10 m est orienté à l'opposé du vent en surface, nous observons des mesures du courant à 10 m supérieures à celles à 5 m et dans un même ordre de grandeur. Comme ces mesures se situent à l'équateur, les principales forces agissant sur la mince couche de surface

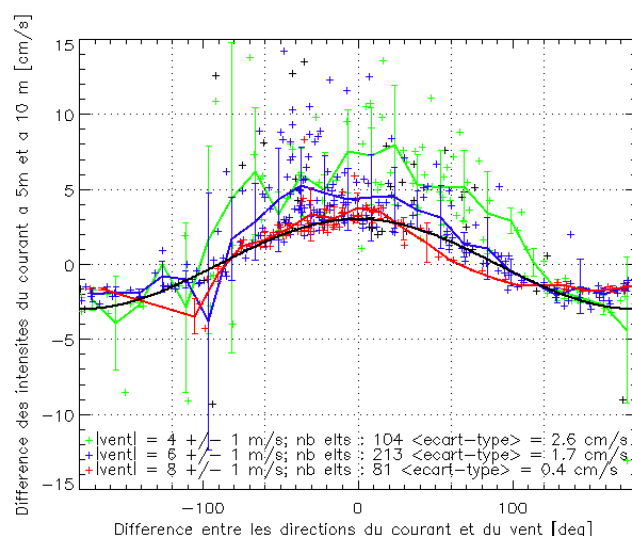


Figure 2.15 — Différences entre les courants à 5 m et à 10 m de la surface en fonction de la différence entre les directions du courant à 10 m et du vent. Les courbes en couleurs sont associées aux différences pour des intensités de vent de 4, 6 et 8 m/s tandis que la courbe noire correspond à la courbe sinusoïdale pour d'amplitude 0,3 cm/s

jusque 10 m, sont, à la surface les forces induites par le vent et, au fond les forces créées par le courant situées à 10 m de fond.

L'analyse des mesures obtenues conjointement à 5 et 10 m de profondeur nous montre que le vent a un impact à ces profondeurs. Cet impact reste faible de l'ordre de 3 cm/s, soit environ 10% de la valeur du courant mesuré. Sur ces cas, l'intensité de vent moyenne observée est de 6 m/s et le courant de surface moyen de 0,5 m/s. Pour ces conditions, les vitesses de surface SAR dépendent à près de 70 % de l'information de vent. Une mauvaise estimation de l'information de vent a donc des conséquences importantes sur le calcul des vitesses résiduelles, tandis que les mesures de courant des bouées seront quasi indépendantes du vent soufflant en surface. Ces comparaisons indiquent clairement l'intérêt des mesures de bouées pour valider la méthode de séparation de la composante du courant de celle des vagues des vitesses de surface SAR. Nous réalisons dans la partie suivante, la comparaison entre les vitesses résiduelles et les mesures radiales du courant à partir des 13 bouées présentées sur la figure 2.13.

Comparaisons entre les vitesses radiales des bouées fixes et les vitesses résiduelles

Pour chacune des bouées, nous recherchons les imagerie sur les traces ascendantes et descendantes colocalisées spatialement et temporellement avec les bouées TAO/TRITON. Cette recherche se fait de 2003 à 2006. Le périmètre spatial défini autour des bouées pour établir les colocalisations est gardé identique à l'étude précédente, soit $1,08^\circ$ de part et d'autre de la direction zonale et $0,45^\circ$ dans la direction méridienne. Nous faisons donc l'hypothèse que les courants de surface observés ont une variation spatiale faible sur une surface de $0,9^\circ$ par $2,15^\circ$. De même, en utilisant les moyennes journalières des bouées, nous supposons que le courant varie peu sur un jour.

La source de vent utilisée pour évaluer la composante de l'état de mer à l'anomalie Doppler est l'analyse de vent à 10 m fourni par ECMWF. Cette source présente l'avantage d'être

Long. [deg]	-170	-140	-140	-140	-140	-125	-125	-125	-125	-125	-125	-125	-110
Lat. [deg]	0	9	0	-2	-5	8	5	2	0	-2	-5	-8	0
Coeff. de corr.	0,67	0,03	0,63	0,63	0,61	0,10	0,00	0,75	0,70	0,69	0,55	0,50	0,73
Coeff. directeur	1,58	0	1,29	1,62	1,58	0,1	0,1	1,13	1,03	1,60	1,55	2,51	1,28
RMSE [cm/s]	46,7	59,0	39,1	40,9	39,6	-	-	38,9	42,8	31,5	41,0	40,9	46,2
Nbre de coloc.	119	48	166	70	22	22	41	36	34	37	38	50	98
$\langle bouée \rangle$ [cm/s]	38,4	22,0	37,8	31,4	30,0	15,6	26,7	60,5	56,6	26,5	29,8	15,5	52,2
$\langle SAR \rangle$ [cm/s]	62,0	54,5	52,7	53,5	49,9	46,6	48,8	52,7	58,6	43,7	49,8	46,6	68,0

Tableau 2.1 — Tableau incluant les résultats des comparaisons des vitesses radiales à 10 m avec les vitesses SAR pour les treize bouées

Longitude [°]	-140	-110
Latitude [°]	0	0
Coeff. de corrélation	0,56	0,84
Coeff. directeur	1,39	1,16
RMSE	47,1	23,4
Nbre de colocalisations	42	12
$\langle SAR \rangle$ [cm/s]	58,4	69,5
$\langle bouée \rangle$ [cm/s]	38,2	42,5

Tableau 2.2 — Idem au tableau 2.1 pour les deux bouées dont les mesures de courant sont situées à 5 m sous la surface

disponible quelle que soit la position géographique et toutes les 6 heures, soit une fréquence 4 fois plus importante en comparaison des vitesses de vent mesurées par l'anémomètre des bouées. Les vitesses résiduelles calculées à partir de cette information de vent sont supposées être les plus proches possibles du moment d'acquisition.

Afin de réaliser les comparaisons entre les vitesses résiduelles et les mesures des bouées, ces dernières sont projetées dans l'axe de visée du radar afin d'effectuer les comparaisons de vitesses radiales. Les différents outils que nous utilisons pour analyser les champs de courant colocalisés sont : le coefficient de corrélation entre les deux variables, le coefficient directeur de la droite moyenne entre la vitesses résiduelle et le courant, l'écart type autour de cette droite de régression, (notée RMSE), la moyenne des valeurs absolues de courants radiaux pour chaque bouée, et le nombre de colocalisations obtenues. Ces valeurs sont notées dans le tableau 2.1 pour les mesures à 10 m de la surface et dans le tableau 2.2 pour celles à 5 m de la surface.

Les bouées situées à 9°N-140°W, 8°N-125°W, 5°N-125°W et 8°S-125°W mesurent des courants dont les coefficients de corrélation avec les vitesses résiduelles sont inférieurs à 0,5 (cf. tableaux 2.1 et 2.2). De plus, pour ces même bouées, nous constatons que les coefficients directeurs moyens sont également les plus extrêmes. Plusieurs explications peuvent être avancées. Pour ces bouées, le courant radial absolu moyen apparaît très faible, inférieur

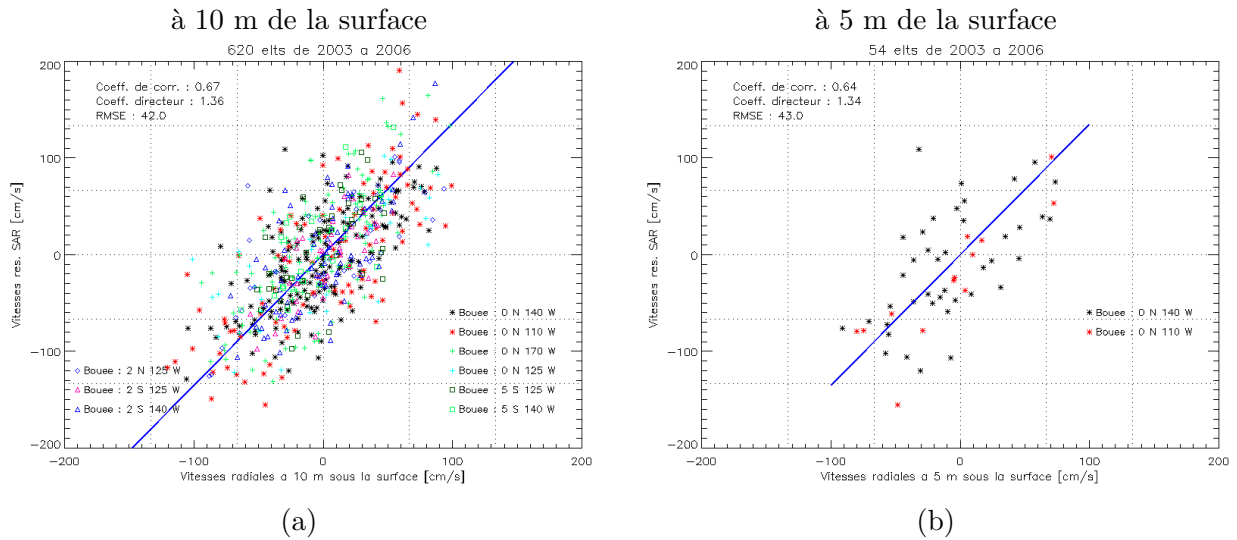


Figure 2.16 — Vitesses résiduelles SAR en fonction des vitesses radiales des bouées de la campagne TAO/TRITON (a) pour les mesures à 10 m sous la surface, (b) pour les mesures à 5 m sous la surface

à 0,3 m/s : les vitesses résiduelles ne seraient plus alors l'expression du courant mais ne représenteraient plus que le bruit dû à la méthode employée. Il est également possible que les hypothèses émises sur la taille des cellules de colocalisation ne soient plus vérifiées à ces positions géographiques. En effet si le courant de surface possède une variabilité spatiale supérieure à la surface de $0,9^\circ$ par $2,15^\circ$ ou une variabilité temporelle supérieure à la journée, les comparaisons perdent leur sens. Compte tenu des particularités présentées par ces 4 bouées, nous les éliminons de la suite des comparaisons que nous effectuons entre vitesses résiduelles et mesure du courant à partir des bouées océanographiques fixes.

Pour les neuf autres bouées, les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,55, pour des coefficients directeurs de la droite moyenne entre 1,03 et 1,60. Les résultats obtenus sur chacune des bouées présentent des caractéristiques similaires. Nous représentons l'ensemble de ces comparaisons par les graphes (a) et (b) de la figure 2.16. Les courants mesurés à 10 m et à 5 m sous la surface et projetés dans la direction radiale sont représentés par rapport aux vitesses résiduelles sur la figure 2.16. Le coefficient de corrélation pour l'ensemble des neuf bouées mesurant le courant à 10 m sous la surface et les vitesses résiduelles atteint 0,67 à 10 m pour un coefficient directeur moyen de 1,36 et un écart type moyen de 42,0 cm/s. De même, sur les deux bouées mesurant le courant à 5 m sous la surface, le coefficient de corrélation avec les vitesses résiduelles est de 0,64 pour un écart type moyen de 43 cm/s. Les vitesses résiduelles représentent une information de courant dans la direction radiale avec un bruit moyen régulièrement supérieur à la moyenne des courants observés par les bouées. L'emploi des vitesses résiduelles est donc à développer pour caractériser des zones où le courant de surface est supérieur à 0,4 m/s.

La méthode de calcul des vitesses résiduelles introduit des différences avec les références de courant que nous utilisons lors de ces comparaisons. Les résultats obtenus soulignent cependant l'intérêt des vitesses résiduelles : le coefficient de corrélation moyen est de 0,67 et l'écart type moyen de l'ordre de 0,4 m/s. Dans la suite, nous cherchons à savoir si les vitesses résiduelles contribuent à une meilleure connaissance du courant de surface. Pour cela, nous

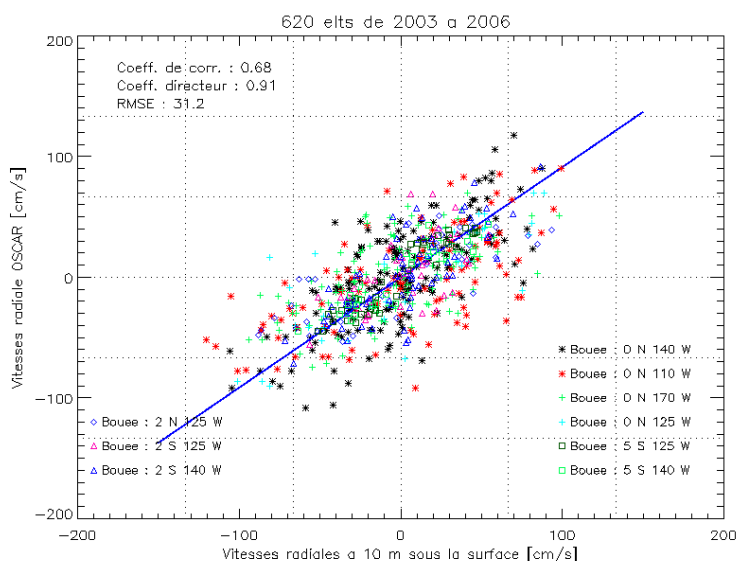


Figure 2.17 — Représentation des vitesses radiales OSCAR en fonction des vitesses radiales du courants mesurées par les bouées

comparons, sur des colocalisations identiques, les mesures faites à partir des bouées fixes avec celles des produits OSCAR.

Comparaisons entre mesure de courant des bouées fixes et produits OSCAR pour les situations identiques au point précédent

Afin de mettre en évidence l'intérêt potentiel des vitesses résiduelles par rapport aux autres mesures de courant disponibles dans la zone pacifique équatoriale, nous réalisons des comparaisons entre les bouées fixes et les produits OSCAR. Les produits OSCAR se définissent comme une estimation de courant caractérisant les 30 premiers mètres de la couche superficielle océanique (cf. § 1.1.3, [8]). Nous les comparons aux vitesses radiales des courants mesurées au moyen des bouées océaniques sur les colocalisations réalisées entre les vitesses radiales de courant et les vitesses résiduelles effectuées de la partie précédente. La figure 2.17 représente les vitesses radiales OSCAR en fonction des vitesses radiales du courants mesurées par les bouées situées à 10 m sous la surface.

La comparaison des vitesses de surface OSCAR avec les mesures de courant à 10 m des bouées indique un coefficient de corrélation de 0,68 pour un écart type moyen de 31,2 cm/s. Ces valeurs sont très proches de celles obtenues entre les vitesses résiduelles SAR et les mesures des bouées. L'écart type moyen observé est cependant inférieur à celui observé entre les vitesses résiduelles et le courant radial issu des bouées de près de 25%. Les produits OSCAR ont un bruit sur la mesure du courant inférieur à celui du SAR qui peut s'expliquer entre autre par la plus faible dépendance aux informations de vent. En effet, les produits OSCAR sont calculés comme la somme des courants géostrophiques et de la dérive due à l'action du vent. Cette dernière est estimée à 3% du vent. Ce pourcentage est très inférieur à celui obtenu sur les vitesses résiduelles. Il peut atteindre pour un vent de 6 m/s et un courant radial de 0,5 m/ près de 70% de la contribution à l'anomalie Doppler.

Bien que l'écart type entre les mesures de courant et les produits OSCAR soit plus faible qu'avec les vitesses résiduelles, nous remarquons que pour des vitesses de courant supérieures

à 0,7 m/s, les vitesses OSCAR ont tendance à sous estimer le courant. En effet, sur les 58 valeurs de courant radial mesuré à plus de 0,70 m/s, seules 17 valeurs de vitesses radiales OSCAR sont également supérieures à 0,70 m/s. Les vitesses résiduelles ont pour leur part 34 valeurs également supérieures à 0,70 m/s. Il est possible que la méthode alternative utilisée à l'équateur pour remplacer l'hypothèse géostrophique utilisée par la technique de calcul des vitesses OSCAR sous-évalue les valeurs de courant mesurées. En comparaison, les vitesses résiduelles bien qu'ayant un bruit supérieur sur la mesure accèdent à ces fortes valeurs de courant.

L'utilisation des courants OSCAR permet d'accéder à une information moyenne des courants de surface avec un faible écart type par rapport aux informations de courant des bouées. Néanmoins, l'utilisation de ce produit ne permet pas de restituer la dynamique des courants de surface de façon optimale. En effet, nous observons une sous estimation des courants de surface lorsque celui ci est supérieur à 0,7 m/s. En comparaison, pour des courants radiaux supérieurs à 0,7 m/s, les vitesses résiduelles représentent une valeur de même ordre de grandeur que les bouées. Néanmoins, l'écart type moyen observé entre ces deux mesures de courant rend difficile l'utilisation des vitesses résiduelles en tant que mesure de courant. Il semblerait donc intéressant ici d'utiliser les deux sources OSCAR et SAR comme deux mesures complémentaires du courant de surface.

Grâce aux mesures des bouées océanographiques, nous avons montré que les propriétés de la méthode utilisée pour restituer l'information de courant impliquaient une imprécision lors de l'évaluation des courants radiaux de surface. Cette imprécision est supérieure de 25 % en moyenne à celle des courants OSCAR. Néanmoins, nous avons établi que sur la zone équatoriale Pacifique, les vitesses résiduelles permettaient de retrouver une dynamique de courant comparable à celle mesurée par les bouées fixes, tandis que les vitesses OSCAR sous-estimaient ces mêmes courants lorsque ceux ci deviennent forts. Les vitesses résiduelles se présentent ainsi comme une composante complémentaire pour suivre l'évolution des forts courants de surface dans la région Pacifique équatoriale.

L'interprétation géophysique des vitesses résiduelles dépend inévitablement de la trajectoire du satellite. Afin de présenter cette mesure avec des conventions plus simples, nous présentons dans la partie suivante une technique pour transformer cette composante en une composante plus classique : la composante zonale.

2.3.3 Composantes zonales du courant à partir des vitesses résiduelles

Les comparaisons effectuées précédemment ont montré que les vitesses résiduelles représentent la composant radiale du courant dans la zone équatoriale Pacifique. Cette composante radiale est dépendante de la plate-forme satellite. L'objectif est ici de calculer une composante indépendante du référentiel de la plate-forme à partir des composantes des traces ascendantes et descendantes. Comme le courant de surface est généralement décrit à partir des composantes zonale et méridienne, nous choisissons ces axes pour le calcul des composantes.

L'utilisation des traces ascendantes et descendantes implique une colocalisation de ces deux traces à l'endroit où les nouvelles composantes zonales et méridienne sont calculées. Cette colocalisation est quasi-automatique à partir de la climatologie des vitesses résiduelles calculée dans la partie 2.3.1. En effet, les grilles établies pour ces climatologies sont identiques en traces ascendante et descendante. Nous utilisons donc à nouveau la climatologie pour vérifier les résultats obtenus à partir de la technique présentée ici.

La méthode de calcul des composantes zonales et méridiennes s'appuie sur les propriétés

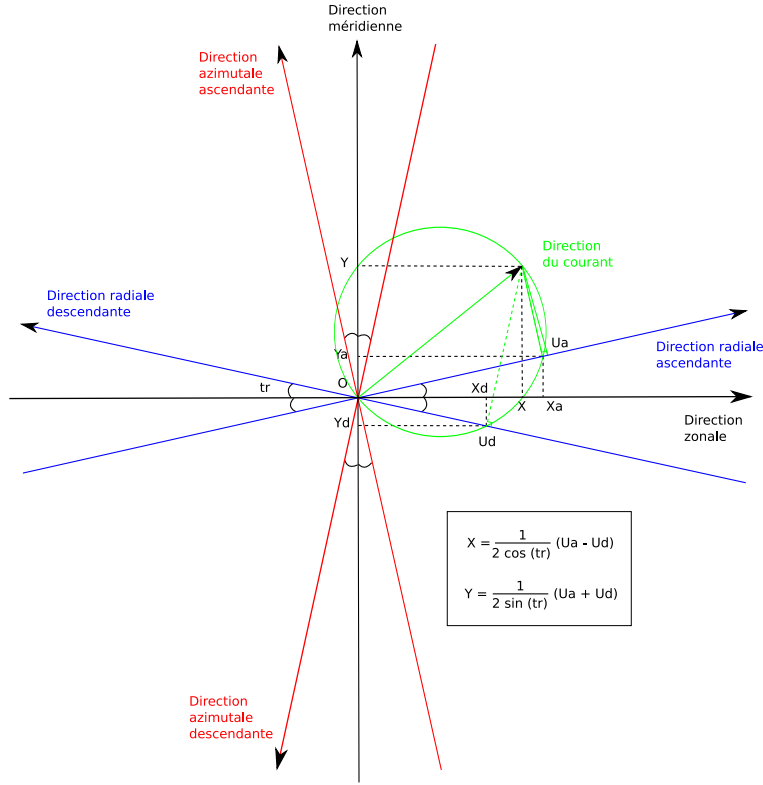


Figure 2.18 — Configuration des traces ascendantes et descendantes utilisée pour le calcul de la composante zonale

géométriques observées entre les traces ascendantes et descendantes et résumées dans le schéma de la figure 2.18. L'écart angulaire entre ces deux traces, noté tr , évolue de 25° à l'équateur à 35° à 60° de latitude. Pour un vecteur courant de composante (X, Y) dans un repère orthonormé dont les axes sont orientés dans la direction zonale et la direction méridienne, la composante radiale du courant pour les traces ascendantes est notée U_a et pour les traces descendantes, U_d comme présenté sur le schéma de la figure 2.18. Leur projection respective sur les directions méridiennes et zonales sont notées Y_a , X_a et Y_d , X_d . Les points U_d , X , U_a , Y , O et l'extrémité du vecteur courant sont inscrits sur un même cercle représenté en vert sur la figure 2.18. En se basant sur cette propriété, il est possible d'exprimer les composantes X et Y à partir des composantes X_d , X_a , Y_a et Y_d par :

$$X = X_a + \frac{Y_a^2}{X_a} + \frac{1}{1 - \frac{X_a Y_d}{X_d Y_a}} \left(X_d - X_a + \frac{Y_d^2}{X_d} - \frac{Y_a^2}{X_a} \right) \quad (2.2)$$

$$Y = -\frac{1}{\frac{Y_a}{X_a} - \frac{Y_d}{X_d}} \left(X_d - X_a + \frac{Y_d^2}{X_d} - \frac{Y_a^2}{X_a} \right) \quad (2.3)$$

Les composantes X_a, Y_a , X_d , et Y_d s'écrivent par ailleurs comme les projections des composantes radiales soient :

$$X_a = U_a \cos(tr) \quad (2.4)$$

$$Y_a = U_a \sin(tr) \quad (2.5)$$

$$X_d = -U_d \cos(tr) \quad (2.6)$$

$$Y_d = U_d \sin(tr) \quad (2.7)$$

Cette dernière écriture permet d'accéder à la forme suivante pour les composantes X et Y du vecteur courant :

$$X = \frac{1}{2 \cos(tr)} (U_a - U_d) \quad (2.8)$$

$$Y = \frac{1}{2 \sin(tr)} (U_a + U_d) \quad (2.9)$$

Les incertitudes relatives s'écrivent alors :

$$\frac{dX}{X} = \frac{dU_a + dU_d}{U_a - U_d} + \frac{\sin(tr)}{\cos(tr)} dtr \quad (2.10)$$

$$\frac{dY}{Y} = \frac{dU_a + dU_d}{U_a + U_d} + \frac{\cos(tr)}{\sin(tr)} dtr \quad (2.11)$$

avec respectivement dtr , dU_a et dU_d les incertitudes sur l'angle tr et les composantes U_a et U_d . En supposant, l'incertitude sur la composante tr nulle, les incertitudes absolues s'expriment par :

$$dX = \frac{dU_a + dU_d}{2 \cos(tr)} \quad (2.12)$$

$$dY = \frac{dU_a + dU_d}{2 \sin(tr)} \quad (2.13)$$

Nous avons vu que les écarts types moyens lors des comparaisons avec les vitesses radiales étaient de l'ordre de 0,3 m/s aussi nous utilisons cette valeur comme erreur relative initiale sur les composantes du courant. Un rapide calcul donne une erreur absolue sur la composante zonale de 0,33 m/s à l'équateur ($tr = 25^\circ$) et 0,37 m/s à 60° de latitude ($tr = 35^\circ$). Pour la composante méridienne, elle atteint la valeur de 0,72 m/s à l'équateur et 0,57 m/s à 60° de latitude. Les incertitudes absolues obtenues dans la direction méridienne ne permettent pas d'obtenir une information du courant pour cette direction. Par contre, celles dans la direction zonale restent dans des ordres de grandeurs comparables aux composantes radiales mesurées. Aussi dans la suite, nous ne comparons les résultats de cette méthode que par rapport aux composantes zonales.

Les références utilisées pour effectuer les comparaisons sont les mêmes que celles développées dans la partie 2.3.1 : la climatologie issue des bouées dérivantes et les moyennes mensuelles réalisées à partir des données OSCAR.

La représentation des vitesses zonales SAR en fonction des vitesses zonales de la climatologie et de OSCAR présentent des coefficients de corrélation entre 0,77 et 0,80 (figure 2.19). De même, lorsque la variabilité des courants zonaux est prise en compte, ces coefficients augmentent entre 5 et 10 % tandis que les écarts types moyens diminuent. L'utilisation des deux vitesses radiales permet d'obtenir une composante zonale présentant un coefficient de corrélation du même ordre que celui observé avec la climatologie des vitesses résiduelles. Les coefficients directeurs associés à la droite de régression entre la composante zonale reconstituée et les deux références sont cette fois de l'ordre de 0,75 : les vitesses zonales reconstituées sous-estiment les valeurs de courant. D'autre part, nous observons que les droites de régression ne passent pas par l'origine, mais par la coordonnée $-0,1$ m/s. La méthode introduit un biais. Cette coordonnée à l'origine est retrouvée sur les deux mois de janvier et juillet et pour les deux références choisies. Cette méthode présente l'alternative d'obtenir des composantes

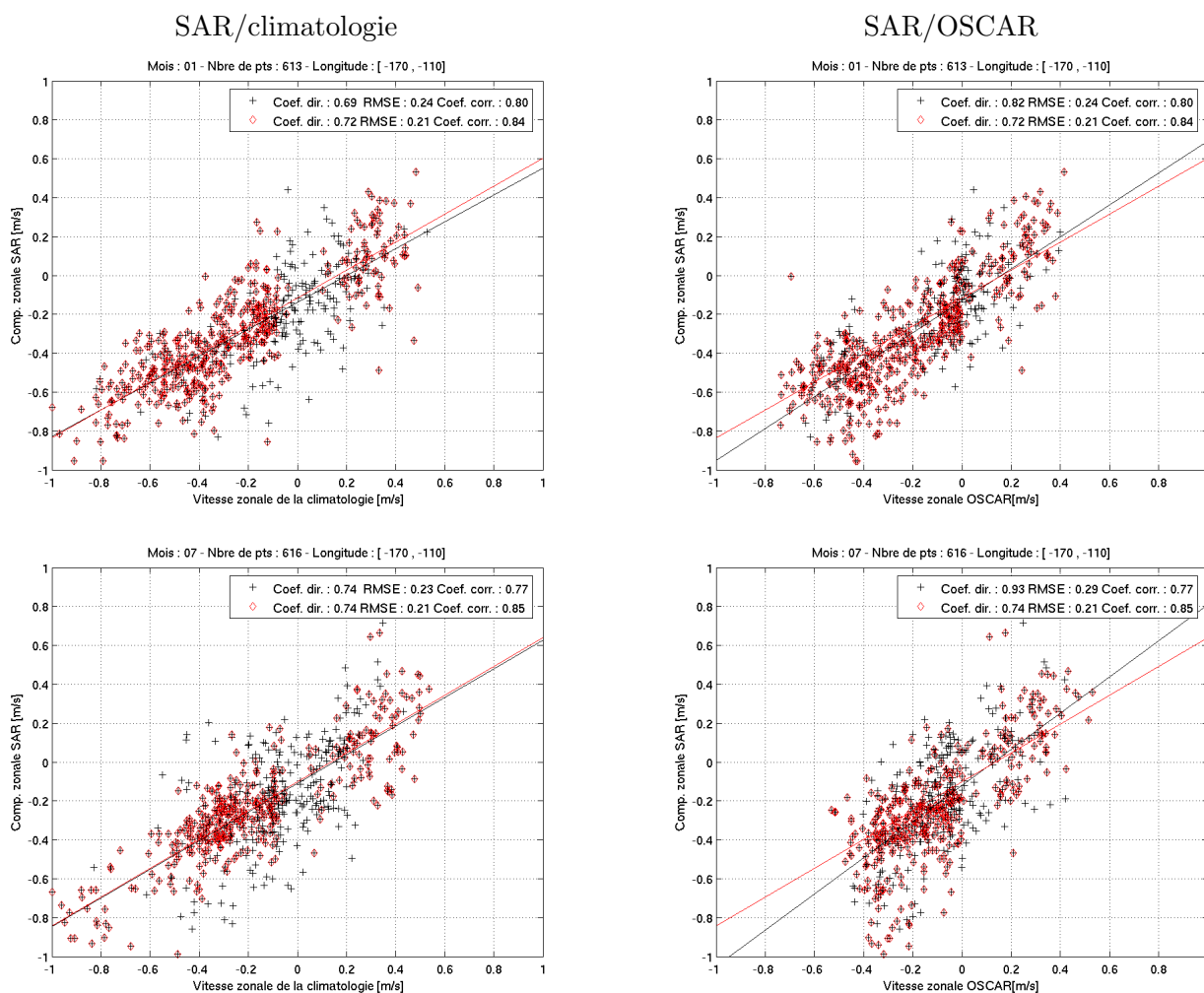


Figure 2.19 — Idem à la figure 2.12 pour les vitesses zonales

zonales à partir des composantes résiduelles. Elle permet d'obtenir une composante plus facilement interprétable que la composante radiale qui dépend directement de la trajectoire du satellite.

Le calcul de la vitesse zonale SAR n'a pas été effectué ici dans le cadre des mesures directes des vitesses radiales résiduelles. À la vue des résultats obtenus avec la climatologie des vitesses résiduelles, cette application peut prétendre obtenir des résultats comparables à condition de prendre en compte de façon précise la variabilité spatiale et temporelle des imagerie, ainsi que de la variabilité spatiale et temporelle du courant. Elle s'inscrit dans les perspectives d'utilisation des vitesses résiduelles.

2.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons focalisé notre attention sur la restitution possible des courants de surface au moyen des acquisitions SAR en mode vague. La méthode que nous développons dépend principalement des conditions de vent. De plus, elle s'applique aux condi-

tions représentées par les acquisitions étudiées : angle d'incidence de 23° , une polarisation verticale.

Les vitesses résiduelles obtenues grâce à cette méthode sont comparées aux mesures de courant sur la région équatoriale Pacifique de 110°W à 170°W et de 10°N à 10°S . Ces comparaisons ont été menées à la fois à partir de climatologie mensuelle et des mesures in situ. Elles montrent une corrélation entre les vitesses résiduelles et les vitesses du courant dans la direction de visée du radar. Néanmoins des écarts types relativement importants sont observés. Pour les comparaisons avec la climatologie, ils atteignent au maximum $0,35\text{ m/s}$ et pour les comparaisons grâce aux mesures in situ, ils sont en moyenne de $0,4\text{ m/s}$. Les vitesses résiduelles ne sont pas encore suffisamment précises pour suivre les courants de surface dont l'intensité serait inférieure à ces valeurs. Néanmoins, pour un suivi des forts courants de surface, cette méthode se révèle adaptée pour représenter la dynamique des courants de surface qui échappent parfois aux mesures plus classiques. Elle présente l'avantage par rapport aux bouées d'une couverture spatiale plus large que le seul point d'ancrage de la bouée. Comparée aux produits de vitesse de courant tel OSCAR, elle a l'avantage d'observer une dynamique des courants de surface plus en accord avec les mesures in situ. Ces différentes propriétés désignent les vitesses résiduelles comme une composante complémentaire idéale des mesures déjà existantes.

Plusieurs applications de ces vitesses résiduelles peuvent être envisagées. À partir de la climatologie établie dans la partie 2.3.1, des cartes de la composante moyenne du courant dans la direction zonale peuvent être réalisées (figure 2.20) à partir des vitesses résiduelles des traces ascendantes et descendantes (cf. § 2.3.3). Ces cartes permettent de suivre la circulation moyenne océanique, échelle jusqu'à présent uniquement accessible grâce aux altimètres. Cette application complète les informations utilisées jusqu'à présent pour suivre l'évolution du climat.

À une échelle de temps plus courte, les vitesses résiduelles peuvent également compléter les informations de courant autour des bouées océanographiques. Cette application réalisée en temps réel à partir de l'acquisition permet ainsi d'obtenir un critère quant au bon fonctionnement des bouées. Cette application peut également être envisagée autour d'autres mesures de courant. Elle est dépendante de la position du satellite. En effet, le satellite possède une période de répétitivité de 10 jours qu'il est difficile de concilier avec une observation régulière en un point précis.

Les vitesses résiduelles nous montrent qu'il existe de l'information de courant dans les anomalies Doppler qui peut être extraite de façon opérationnelle. Jusqu'à présent nous n'avons pu observer les propriétés spatiales de cette information qu'en réalisant des climatologies de vitesses résiduelles. Il serait intéressant de poursuivre cette étude à partir de champ de vitesses résiduelles de plus haute résolution. La représentation de ces vitesses à plus haute résolution exige soit un plus grand nombre d'acquisitions, soit un autre mode d'acquisition couvrant des surfaces au sol plus grandes que 10 km par 5 km . Cette dernière solution est proposée par le SAR à bord d'ENVISAT, mais implique également une variation de l'angle d'incidence sur la surface de l'acquisition. Jusqu'à présent, nous sommes restés dans une configuration fixe (incidence de 23° , polarisation verticale) pour l'évaluation moyenne de l'anomalie Doppler en fonction de l'intensité et de la direction azimutale du vent. Or, les mécanismes de rétrodiffusion variant avec les angles d'incidence, l'anomalie Doppler moyenne due à l'effet de l'état de mer, ainsi que la signature de courant, changent également avec l'angle d'incidence. Le chapitre suivant se propose d'analyser l'influence de l'angle d'incidence sur la signature de courant de l'anomalie Doppler.

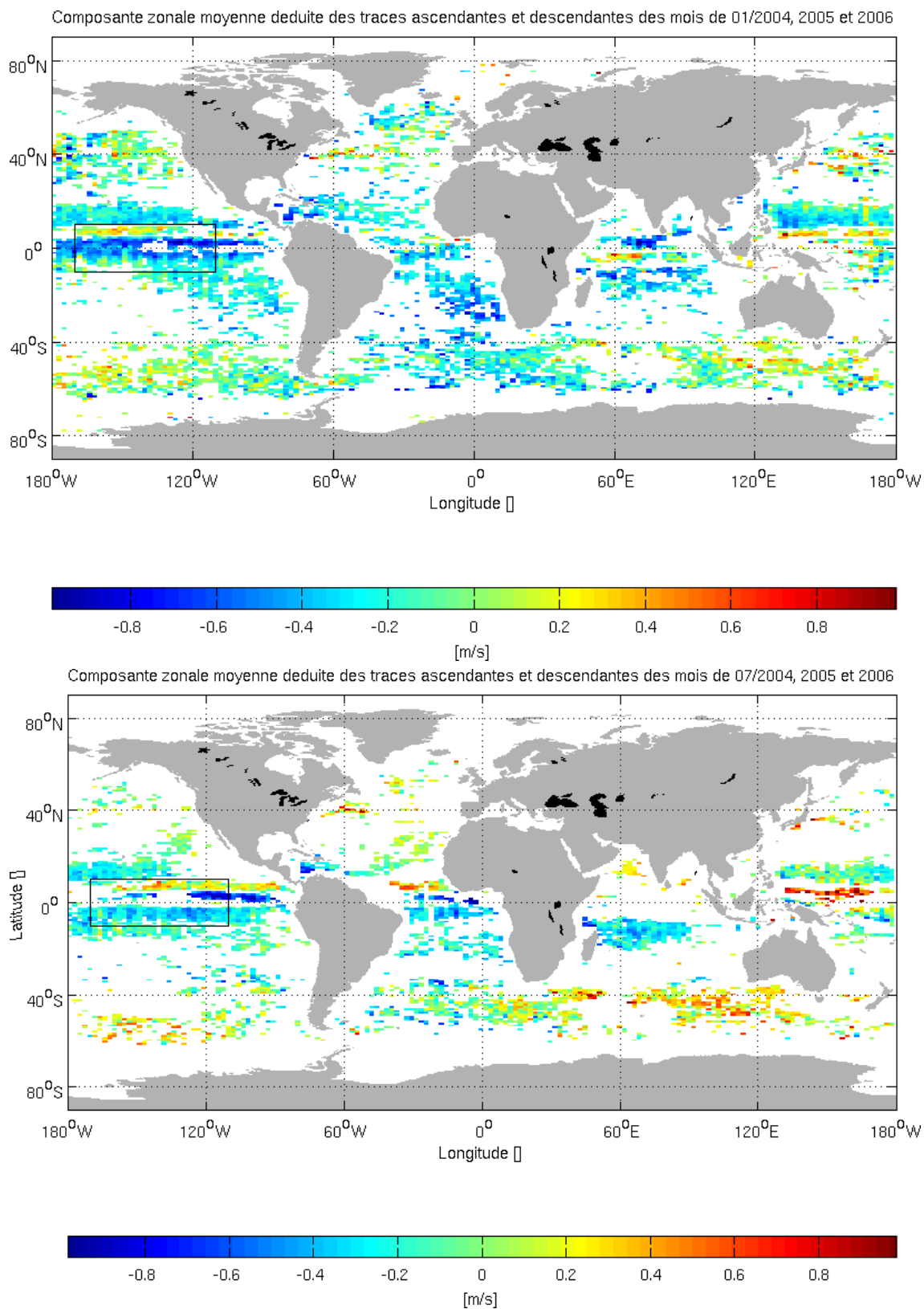


Figure 2.20 — Composante zonale moyenne calculée à partir des vitesses résiduelles moyennes mensuelles ascendantes et descendantes des mois de janvier (en haut) et juillet (en bas) des années 2004, 2005 et 2006.

Influence de l'angle d'incidence sur l'anomalie Doppler et la signature de courant

Le chapitre 2 présente une méthode pour extraire des imagerie en mode vague une estimation du courant de surface dans la direction de visée du radar pour un angle d'incidence de 23° et une polarisation verticale. Les moyennes mensuelles de ces estimations présentent des propriétés spatiales identiques à celles des courants de surface des climatologies mensuelles. Il serait intéressant d'utiliser le SAR afin d'observer les caractéristiques du courant sur une surface plus étendue que la surface des précédentes imagerie. En effet les informations issues du SAR pourraient potentiellement indiquer les caractéristiques du courant avec une résolution de l'ordre de 5 par 10 km et présenter alors des observations dans le domaine de la mésoéchelle au moment même de l'acquisition. Cette observation est théoriquement possible en utilisant un mode sur lequel l'angle d'incidence varie durant l'acquisition. Elle implique d'étendre la méthode d'estimation du courant proposée dans le chapitre 2 à d'autres angles d'incidences.

Les études sur la SERN indiquent l'importance de l'angle d'incidence sur les mécanismes de rétrodiffusion de l'onde électromagnétique. Par exemple pour le principe de Bragg, les vagues participant à la rétrodiffusion ont une longueur d'onde de 7 cm à 23° alors qu'à 42° , elles atteignent 4 cm. L'impact de l'angle d'incidence sur l'anomalie Doppler a été étudié théoriquement et confronté aux mesures d'anomalie Doppler pour les incidences de 23° et $33,5^\circ$ via [49]. Cette étude montre une décroissance de l'anomalie Doppler pour des incidences supérieures à 15° . Nous utilisons ici les acquisitions WSM (cf. § 1.2.3) qui couvrent les angles d'incidence de 16° à 42° pour mettre en place une méthode de restitution des courants de surface sur ces angles d'incidence.

La restitution de la signature du courant en fonction de l'incidence est entre autre conditionnée par le calcul des anomalies Doppler. Or, les acquisitions WSM requièrent un traitement plus complexe car les anomalies Doppler calculées présentent des variations le long de la direction radiale qui n'apparaissent pas pour le mode vague. En effet, ce mode se compose au total de cinq sous-fauchées qui, recomposées, forment l'image entière. Un traitement différent des acquisitions en mode vague est donc nécessaire.

La première partie décrit les variations observées sur les anomalies Doppler et propose une

amélioration de leur calcul. Une deuxième partie présente la méthode de calcul des vitesses résiduelles supposées estimer le courant dans la direction de visée du radar. Cette partie met l'accent sur l'influence de l'angle d'incidence sur la composante des vagues incluse dans l'anomalie Doppler. Les vitesses résiduelles sont confrontées dans une troisième partie à la signature de courant sur une région particulière.

3.1 Calcul de l'anomalie Doppler pour les acquisitions WSM

L'anomalie Doppler calculée à partir des images WSM, présente des variations différentes du mode vague. La plus remarquable est sans doute celle liée à la technologie scanSAR de ce mode. Les cinq sous-fauchées composant l'image introduisent des discontinuités dans la direction radiale. Ces différences par rapport au mode vague impliquent de traiter l'anomalie Doppler de façon différente du chapitre 2.

De plus, contrairement au mode vague, nous ne pouvons plus utiliser les moyennes sur l'orbite pour recalibrer les anomalies Doppler, nous devons donc utiliser une autre méthode pour corriger les anomalies Doppler d'éventuels dépointages.

Un point également développé pour le mode vague concernait la prédiction des fréquences Doppler. L'utilisation de l'attitude du satellite améliore la prédiction des fréquences Doppler. Appliquée aux acquisitions WSM (cf. annexe B), les premiers résultats sont encourageants mais nécessitent d'être confirmés une fois les variations des anomalies Doppler le long de l'axe radial corrigées.

L'ensemble des points évoqués ci-dessus constitue les idées abordées dans la partie suivante pour améliorer le calcul de l'anomalie Doppler. Afin d'éviter des interprétations erronées de l'anomalie Doppler, nous vérifions que les anomalies Doppler correspondent à une intensité de vent supérieure à 5 m/s. En-dessous de cette intensité, les vagues en surface ne permettent pas toujours la rétrodiffusion du signal électromagnétique. De plus, nous considérons les anomalies Doppler situées à plus de 30 km de la côte. En effet, les différences de rétrodiffusion entre les surfaces terrestres et océaniques conduisent à des estimations erronées de la fréquence Doppler. La marge de 30 km permet de supprimer de l'étude des anomalies Doppler dont le calcul est faussé.

À partir de ces anomalies Doppler, nous décrivons, dans un premier temps, les variations observées à l'échelle d'une image. Puis, une méthode de correction du calcul de l'anomalie Doppler est mise en place. L'apport de l'attitude de la plate-forme satellite dans le calcul des anomalies Doppler est ensuite analysé. La dernière partie teste la validité de cette méthode au moyen des données géophysiques obtenues pour un angle d'incidence de 23°.

3.1.1 Caractérisation de composantes instrumentales sur les acquisitions en mode WSM

Dans cette partie, nous présentons les différentes variations apparaissant dans les directions : radiales et azimutales pour les acquisitions WSM. Ces variations traduisent la difficulté d'interprétation et de traitement de ces images.

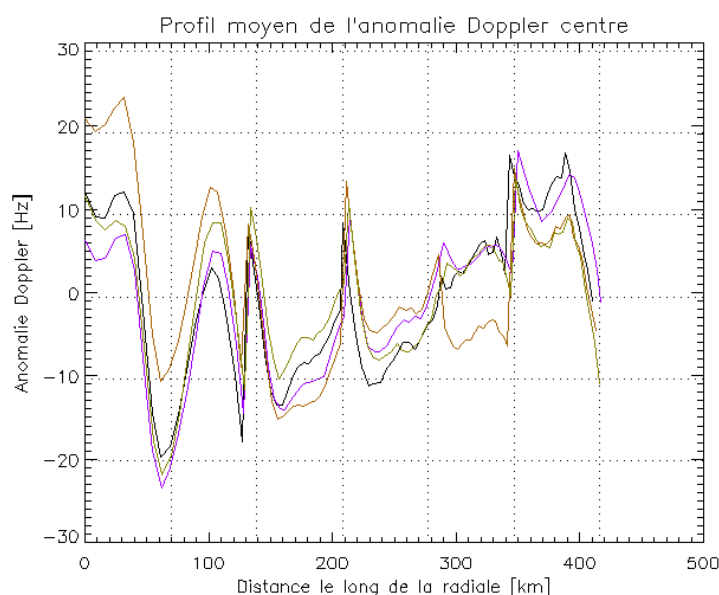


Figure 3.1 — Anomalies Doppler moyennes situées au-dessus de la mer le long de la direction radiale. Chacune des moyennes est recentrée autour de 0 et est extraite d'images WSM situées sur 4 zones géographiques différentes.

Caractéristiques des anomalies Doppler le long de la direction radiale

La technologie ScanSAR (cf. § 1.2.3) offre l'avantage d'acquisitions avec une couverture spatiale plus large que le mode vague. De nouvelles difficultés de traitement du signal sont induites avec ce mode. Afin de mettre en avant les variations le long de l'axe radial, nous représentons les anomalies Doppler moyennes effectuées le long de la direction azimutale, au-dessus de la mer, pour plusieurs images (figure 3.1). Ces profils sont représentés centrés autour de zéro afin de pouvoir les comparer sans prendre en compte les phénomènes géophysiques associés à chacun des cas. Ils ont été réalisés à partir d'images au-dessus des mers européennes et au large de l'Afrique du Sud.

Les profils de la figure 3.1 montrent une variation de 30 Hz sur les premiers 100 km le long de l'axe radial. De plus, des pics apparaissent sur les quatre profils pour des distances identiques le long de la direction radiale caractérisant ainsi une variation liée au traitement de l'image. Ces variations d'intensité ont des valeurs différentes d'une image à l'autre. Nous pouvons donc supposer qu'elles dépendent des conditions géophysiques (vent et courant) observées sur la scène. Ces caractéristiques obligent à effectuer une correction spécifique pour chaque image.

Une correction propre à chaque image est possible en considérant que ces variations s'additionnent à la signature géophysique. Sous cette hypothèse, la signature géophysique peut être déduite en calculant pour chaque acquisition une correction moyenne, dite instrumentale.

Caractéristiques des anomalies Doppler le long de la direction azimutale

L'anomalie Doppler au-dessus de la terre est théoriquement nulle car la surface terrestre n'est animée d'aucun mouvement propre [25]. Afin de vérifier cette propriété, nous

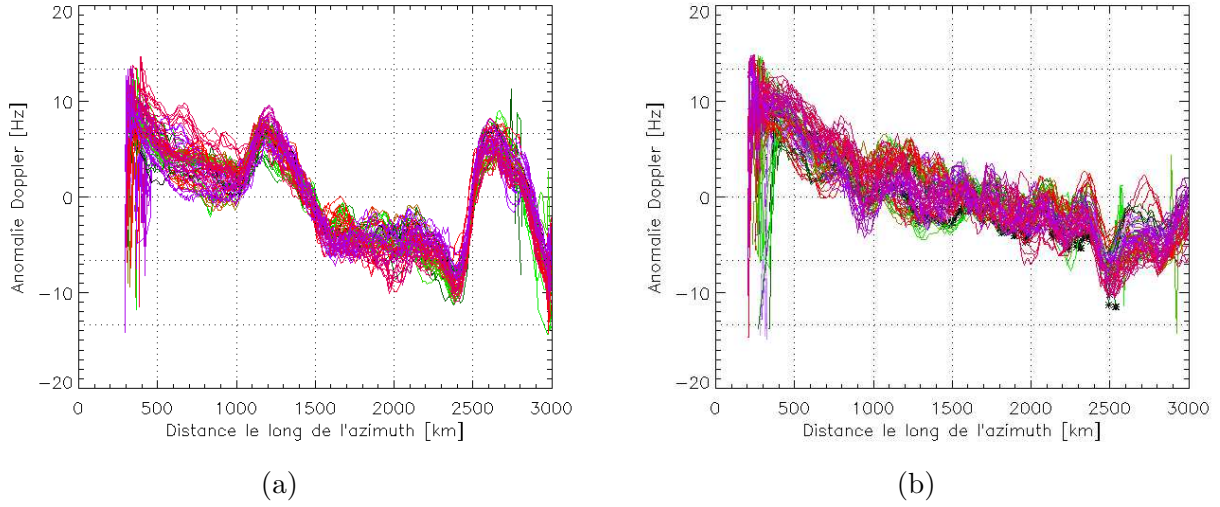


Figure 3.2 — Anomalies Doppler le long de la direction azimutale pour des acquisitions au-dessus du Brésil : (a) le 17 août 2007 et (b) le 2 septembre 2007

représentons pour deux images au-dessus de la terre l'anomalie Doppler en fonction de la distance le long de l'axe azimutal.

La figure 3.2 est réalisée à partir de deux acquisitions datées respectivement du 17 août et du 2 septembre 2007 au-dessus du Brésil. Nous observons sur ces deux graphiques que l'anomalie Doppler diminue en moyenne le long de l'axe azimutal. Cette décroissance n'est pas cependant pas constante d'une image à l'autre : des discontinuités de l'ordre de la dizaine d'hertz apparaissent pour l'acquisition du 17 août 2007. Elles sont attribuées à un biais instrumental lors du traitement de l'image. L'exemple de ces deux acquisitions nous montre la difficulté de traiter les acquisitions WSM sur l'ensemble des fauchées disponibles. Il faut nous placer sur des conditions où les biais instrumentaux sont supposés être du bruit sur la mesure, lorsque la variation le long de l'axe azimutal reste faible. En restant sur une distance de 400 km le long de l'axe azimutal, la variation de l'anomalie Doppler est comprise entre 5 et 10 Hz ce qui est l'ordre de grandeur du bruit observé sur les imagerie. Dans la suite, nous supposons que les écarts sur au-dessus de la terre restent négligeables sur une distance de 400 km le long de l'axe azimutal.

Les variations de l'anomalie Doppler dans la direction azimutale sont supposées nulles. Tandis que les variations dans la direction radiale atteignent jusque 30 Hz dans la direction radiale. Elles indiquent clairement une composante instrumentale de l'anomalie Doppler à ce stade de calcul. L'analyse des anomalies Doppler en tant que mesure géophysique de la surface impose la correction de ces variations.

3.1.2 Amélioration du calcul de l'anomalie Doppler pour les acquisitions WSM

La partie précédente a montré que l'anomalie Doppler du mode WSM était sujette à des variations n'étant à priori pas d'origine géophysique. Nous présentons ici une méthode pour corriger le calcul des anomalies Doppler de ce mode.

Cette méthode suppose que la composante instrumentale est une composante qui s'additionne à la composante géophysique. Nous faisons l'hypothèse que les caractéristiques

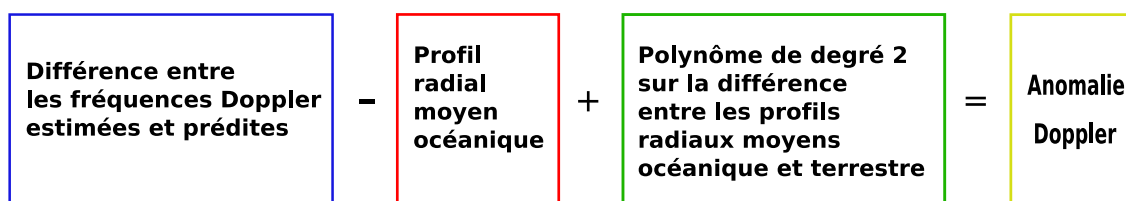


Figure 3.3 — Schéma résumant l'algorithme suivi pour corriger les variations instrumentales des acquisitions WSM dans la direction radiale

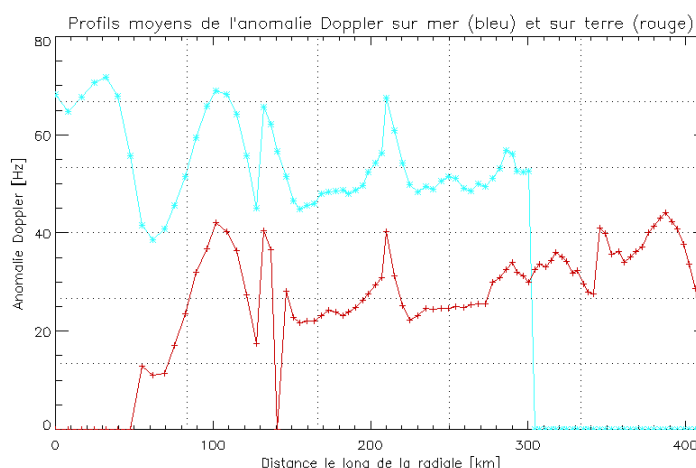


Figure 3.4 — Anomalies Doppler moyennes au-dessus de la terre (rouge) et au-dessus de la mer (bleu) dans la direction radiale réalisées à partir de l'acquisition WSM datée du 28 décembre 2007, 22h22

moyennes dans la direction azimutale font ressortir cette composante instrumentale. Ces moyennes, appelées profils radiaux, sont réalisées en prenant un minimum de douze valeurs le long de l'axe azimutal. Les profils obtenus résultent d'une moyenne sur les mêmes positions dans la direction azimutale quel que soit le point considéré dans la direction radiale. Par ailleurs, nous rappelons que les données de mer se situent à plus de 30 kilomètres de la côte afin d'éviter les erreurs d'estimations de la fréquence Doppler dues à l'alternance entre terre et mer (cf. § 1.2.2).

Afin de corriger l'anomalie Doppler, nous utilisons à la fois le profil moyen au-dessus de la mer et au-dessus de la terre. En effet, l'un nous permet d'ôter la composante instrumentale tandis que l'autre nous donne la référence pour l'anomalie Doppler nulle. La méthode de correction entière est schématisée par la figure 3.3. La première partie détaille l'utilisation des profils radiaux au sein d'une image, tandis que la seconde présente une méthode pour obtenir l'anomalie Doppler nulle.

Correction de la composante instrumentale dans la direction radiale

Afin de suivre les étapes de la correction, nous nous appuyons sur l'acquisition datant du 28 décembre 2007 à 22h22. La figure 3.4 présente la forme des deux moyennes d'anomalies Doppler au-dessus de la mer et au-dessus de la terre.

Afin d'enlever les variations le long de l'axe radial, nous utilisons le profil radial sur mer, les

anomalies Doppler moyennes au-dessus de la mer dans la direction radiale. Sa représentation en bleu sur le graphique (a) de la figure 3.4 est limitée à partir de 300 km sur l'axe radial car le nombre d'anomalies Doppler au-dessus de la mer devient inférieur à 12 passé cette distance. De même, le profil moyen au-dessus de la terre n'est calculé qu'à partir de 50 km.

[25] a utilisé les mesures au-dessus de la terre pour obtenir une référence de vitesse nulle aux vitesses de surface obtenues à partir des anomalies Doppler. La partie suivante s'appuie également sur cette propriété comme alternative de référence aux anomalies Doppler corrigées des variations radiales.

Recherche d'une référence

La première phase de la correction a enlevé les variations instrumentales d'anomalie Doppler apparaissant dans la direction radiale. Elle a également ôté les signatures géophysiques ayant une composante radiale constante. Par exemple, si l'intensité du vent est plus forte sur la première moitié de l'acquisition dans la direction radiale, la variation d'anomalie Doppler engendrée disparaît également. De même, la valeur absolue de l'anomalie Doppler n'est plus reliée à une vitesse de surface. Elle ne correspond plus à cette étape qu'à la représentation de la variation de l'anomalie Doppler. Pour le mode vague, la référence d'anomalies Doppler nulle était retrouvée de façon statistique. Cette méthode n'est pas réutilisable pour les images WSM. Une autre solution s'appuie sur la stationnarité des cibles terrestres.

La principale difficulté pour obtenir une référence d'anomalie Doppler nulle à partir du profil radial des anomalies Doppler sur terre est de s'affranchir des variations observées le long de l'axe radial. Une solution consiste à utiliser des polynômes de degré 2 sur la différence entre le profil au dessus de la terre et le profil au dessus de la mer. Ce polynôme moyen est alors ôté au champ d'anomalie Doppler. Comme l'anomalie Doppler varie le long de l'azimut (cf. § 3.1.1), nous n'appliquons cette méthode que sur une zone de 400 km.

Les cartes de la figure 3.5 sont déduites des profils présentés sur la figure 3.4. Les points qui n'entrent pas dans les critères du traitement sont fixés à 0 : éloignés de moins de trente kilomètres des côtes, SERN faible, pas assez de points pour le calcul des profils, éloignés de plus de 400 km de la référence sur Terre. Sur la carte (a) représentant le champ des anomalies Doppler, nous observons que les variations de près de 30 Hz présentées sur la figure 3.4 dans la direction radiale, ont disparu. De plus, les anomalies au-dessus de la terre sont autour de zéro. La carte des vitesses de surface projetées dans le plan horizontal (carte (b) de la figure 3.5) présente un accord qualitatif avec la carte du vent projeté dans la direction radiale proposée par ECMWF, deux heures et demi avant l'acquisition SAR (carte (c) de la figure 3.5). En effet, pour un vent radial de -7,5 m/s, la vitesse de surface associée à 23° est de l'ordre de -2 m/s.

La méthode présentée ici pour corriger les anomalies Doppler de la composante instrumentale présente des résultats encourageants. Cette méthode a également des contraintes : nécessité de la présence de terre sur l'acquisition pour obtenir une référence, nombre suffisant d'anomalies Doppler dans les directions azimutales et radiales pour effectuer les profils radiaux.

La méthode de calcul des anomalies Doppler présentée ici diffère de celle du mode vague. Dans la suite, nous tentons de faire des comparaisons en terme de méthode et de résultats avec le calcul des anomalies Doppler réalisé à 23°. Dans ce but, nous nous intéressons dans la partie suivante à l'apport de l'attitude du satellite dans ce calcul qui pour le mode vague s'est révélé un facteur d'amélioration efficace.

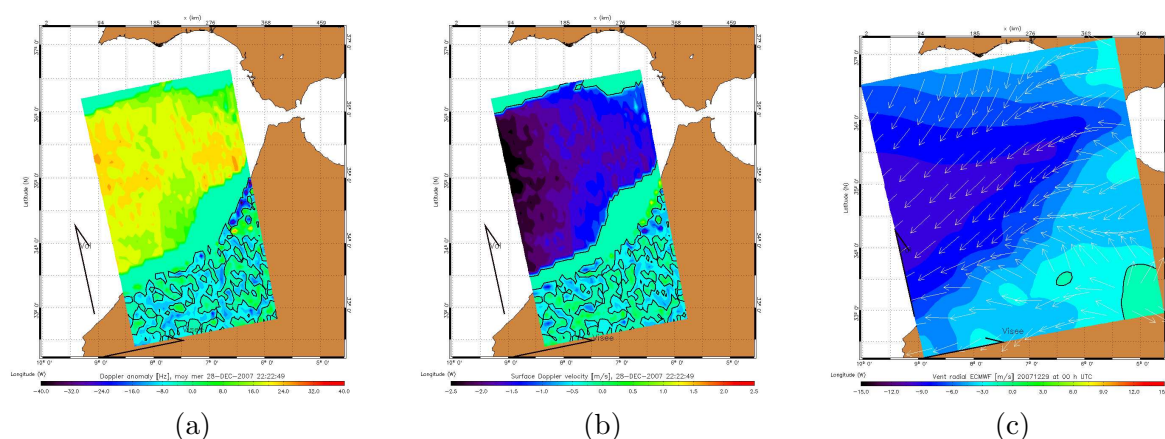


Figure 3.5 — (a) Anomalie Doppler après corrections du schéma 3.3 pour l'acquisition WSM du 28 décembre 2007, 22h22, (b) Vitesse de surface correspondante et (c) Vent ECMWF projeté dans la direction radiale le 29 décembre à 00h00.

3.1.3 Influence de l'attitude de la plate-forme satellite lors du calcul de l'anomalie Doppler

Tout comme dans le chapitre précédent se pose la question de la prédiction de fréquence Doppler à utiliser. Dans le cadre du mode vague, les fichiers d'attitude restituée réduisent l'écart type entre le vent radial et l'anomalie Doppler de près de 40 %. De plus, son emploi corrige de près de 50 Hz la prédiction de l'anomalie Doppler (cf. annexe B).

Dans cette partie, nous analysons l'impact des fichiers d'attitude sur le calcul des anomalies Doppler avant et après la correction proposée à la section précédente. Pour cela nous comparons sur trois images, les anomalies Doppler calculées avec une attitude évoluant de façon constante d'une orbite à l'autre aux anomalies Doppler calculées à partir d'attitude variant le long de l'orbite et reconstruite au sol à partir des mesures du suiveur d'étoile du satellite (cf. figure 3.6). Cette première comparaison a lieu avant qu'aucune correction sur les variations d'anomalies Doppler dans la direction radiale ne soit appliquée. La figure 3.6 fait ressortir la forte corrélation existant entre les deux approches utilisées pour le calcul de l'anomalie Doppler. Les coefficients directeurs sont de l'ordre de 1 pour une déviation standard moyenne inférieure à 5 Hz pour les trois acquisitions considérées. Un simple biais existe donc entre les approches utilisées pour prédire la fréquence Doppler. Ces décalages sont de l'ordre de 20 à 50 Hz en fonction de l'acquisition. Ils correspondent en ordre de grandeur à ceux observés sur le mode vague entre les deux méthodes (cf. annexe B).

Afin de mieux évaluer les différences entre chaque méthode de calcul de l'anomalie Doppler, nous représentons par la suite leur différence en fonction de l'angle d'incidence (cf. figure 3.8). La figure 3.7 souligne le rôle des corrections d'attitude : un écart de l'ordre de 10 Hz est observé entre les angles d'incidence de 16° et 42° . Elle témoigne également d'une différence variant en fonction de l'angle d'incidence. Les fichiers d'attitude ont donc potentiellement un rôle à jouer dans l'interprétation de l'anomalie Doppler avec l'incidence.

Les acquisitions présentées ici ont été préalablement traitées pour ne garder que les points correspondant à une SERN relativement forte, en des positions au-dessus de la mer éloignées au minimum de 30 km du littoral. Ceci explique pourquoi les acquisitions du 1^{er} et du 6 août n'ont pas une couverture complète entre les angles de 16° à 42° .

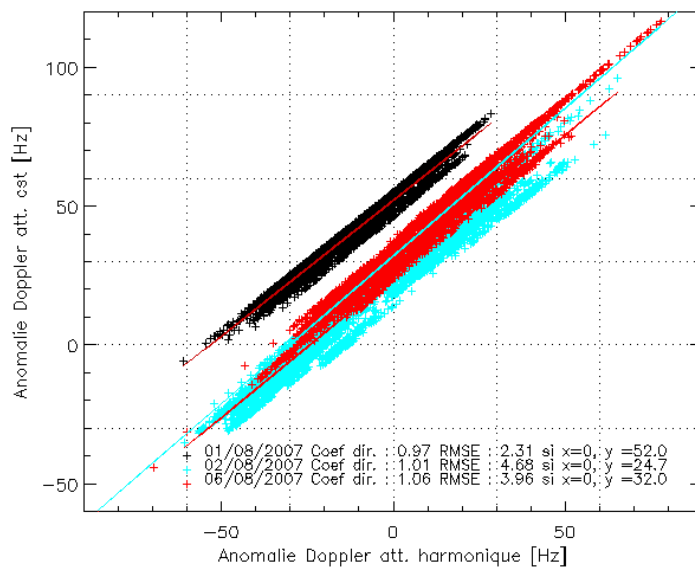


Figure 3.6 — Anomalies Doppler obtenues avec les corrections d'attitudes mesurées en fonction des anomalies Doppler calculées sans prise en compte des attitudes.

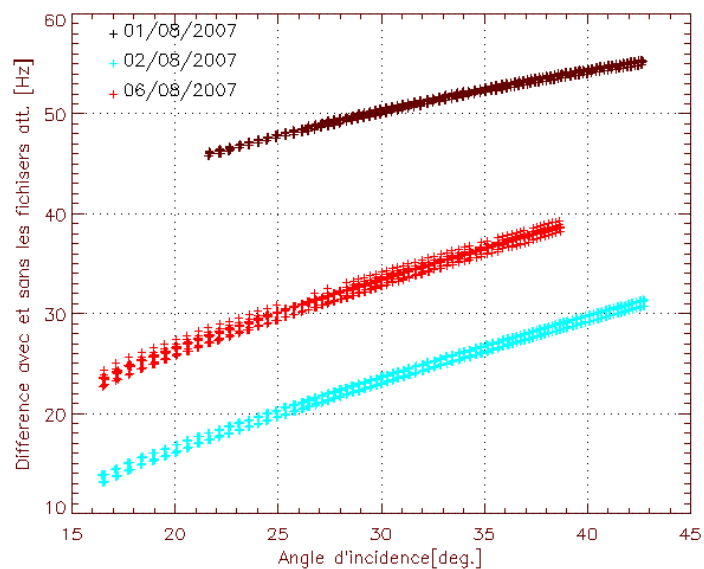


Figure 3.7 — Différence entre les anomalies Doppler obtenues avec les fichiers d'attitude et sans en fonction de l'angle d'incidence.

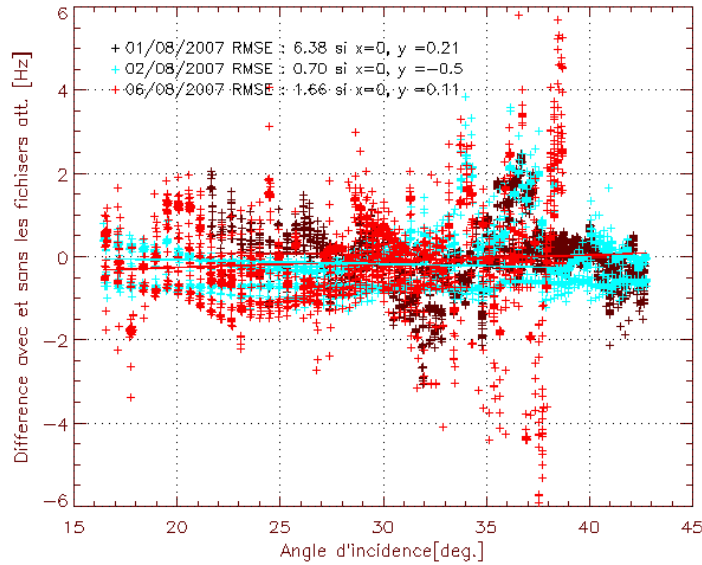


Figure 3.8 — Différence entre les anomalies Doppler obtenues avec les fichiers d'attitude et sans en fonction de l'angle d'incidence les corrections présentées dans la partie 3.1.2 sont ici appliquées.

Une fois les corrections présentées dans la partie 3.1.2 effectuées, nous représentons les différences entre le calcul des anomalies Doppler suivant l'angle d'incidence sur la figure 3.8. Les forts écarts observés résultent ici de la correction apportée à l'anomalie Doppler et montrent la difficulté d'obtenir des résultats probants sur l'ensemble de l'image. Des particularités géophysiques comme les cellules de pluie en surface compromettent l'interprétation de l'anomalie Doppler. Les différences restent néanmoins inférieures en valeur absolue à 6 Hz quel que soit l'acquisition ou l'angle d'incidence considéré. La méthode employée pour corriger le calcul de l'anomalie Doppler donne des résultats indépendants de la méthode employée pour prédire la fréquence Doppler. Dans la suite, nous utilisons les fréquences Doppler obtenues à partir d'attitudes constantes en fonction de l'orbite car le traitement est plus simple à mettre en place.

3.1.4 Comparaison des anomalies Doppler du mode WSM à 23° avec celles du mode vague

La correction présentée dans la partie 3.1.2 montre des résultats qualitatifs encourageants. Les variations radiales de l'anomalie Doppler sont corrigées et les vitesses de surface calculées sont en accord qualitatif avec les données de vent du modèle ECMWF comme l'indiquent les cartes de la figure 3.5. Ainsi si les variations du signal semblent être traitées, il reste à vérifier que le signal obtenu correspond bien à une signature géophysique. Les principales hypothèses émises pour mettre en place ces corrections sont : une anomalie Doppler nulle sur terre et des composantes instrumentales et géophysiques purement additives dans l'anomalie Doppler. La validité de ces hypothèses peut être obtenue en comparant les propriétés des anomalies Doppler à 23° avec celles du mode vague comme le montre la partie suivante.

Pour y parvenir, nous utilisons des acquisitions WSM sur lesquelles la signature de courant

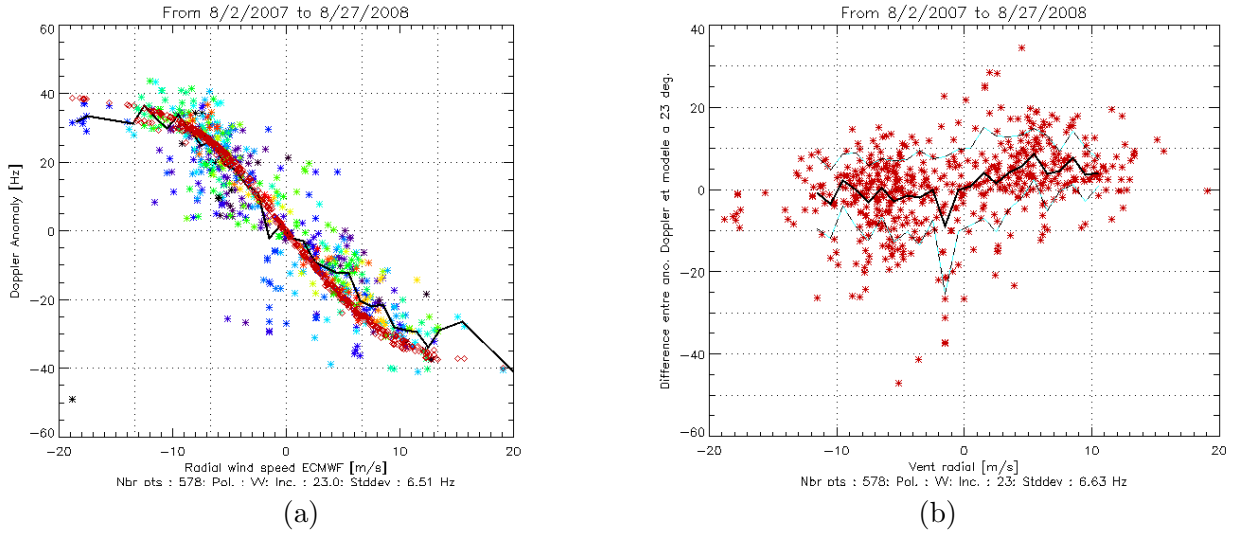


Figure 3.9 — (a) Anomalies Doppler sélectionnées autour de l'angle d'incidence 23° sur des acquisitions WSM, en fonction du vent radial. En diamant rouge, les sorties « DOPMOD » correspondant aux caractéristiques du vent et en trait plein noir, la moyenne des anomalies Doppler en fonction du vent radial; (b) différence entre ces anomalies Doppler sélectionnées et la fonction « DOPMOD ».

est la plus homogène possible. Les acquisitions au large de l'Afrique du Sud et au-dessus du Gulf Stream sont dans un premier temps écartées pour ne pas inclure un biais systématique lié à la présence de courant fort et régulier sur ces zones. Les acquisitions utilisées sont principalement localisées au-dessus de la mer Méditerranée, du golfe de Gascogne et de la mer du Nord. Les champs de vent proviennent d'ECMWF. Leur résolution est de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, soit environ $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$. Les acquisitions WSM ont une résolution de grille Doppler de l'ordre de $5 \text{ km} \times 7,9 \text{ km}$. Les anomalies Doppler de chaque acquisitions sont donc sous-échantillonnées afin d'effectuer des comparaisons indépendantes en terme d'information de vent.

Sur le graphique (a) de la figure 3.9 sont représentées les anomalies Doppler du 1^{er} août 2007 au 31 août 2008. Chaque couleur représente une acquisition différente. Sur cette figure est également indiquée la composante de l'état de mer déduite de la fonction « DOPMOD » (diamants rouges), ainsi que la moyenne des anomalies Doppler par intervalle de vent radial de 1 m/s (trait gras noir). Le graphique (b) présente les différences entre les anomalies Doppler et la fonction « DOPMOD » à 23° . L'écart type observé est de l'ordre de 6 Hz, soit un peu moins que pour le mode vague qui était de 10 Hz. Il confirme que la méthode développée pour ôter la signature de courant permet d'accéder à une mesure géophysique comparable avec celle du mode vague pour l'incidence 23° .

La méthode de traitement des images WSM se sert de la référence d'anomalie Doppler nulle au-dessus de la terre. Cette méthode est appliquée pour chaque point de l'axe radial. En conséquence, le traitement est réalisé indépendamment de l'angle d'incidence. Ainsi, les hypothèses vérifiées à 23° sont supposées vraies dans la suite pour les autres angles d'incidence. La méthode de calcul des anomalies Doppler présentée est donc également vérifiée quels que soient les angles d'incidence et nous pouvons étudier maintenant l'influence de l'angle d'incidence sur les anomalies Doppler.

3.2 Prise en compte de l'angle d'incidence dans la méthode d'évaluation de la composante du courant

Dans le chapitre 2, nous supposons que les contributions du courant et de l'état de mer à l'anomalie Doppler étaient indépendantes. En effet, la surface sur laquelle est estimée la fréquence Doppler est suffisamment faible (10 km par 5 km) et éloignée des côtes pour considérer la variation du courant nulle. Pour les acquisitions WSM, la surface d'estimation de la fréquence Doppler est du même ordre de grandeur que le mode vague : 3,2-6,8 km par 15 km (suivant angle d'incidence). Cependant les acquisitions WSM sont principalement localisées près des côtes où les courants sont susceptibles de varier plus rapidement et d'inclure une composante liée aux interactions entre courant et vague.

Nous renouvelons ici l'hypothèse faite dans le chapitre 2 : les vagues renvoyant le signal sont portées par le courant. La signature théorique du courant est obtenue par soustraction entre l'anomalie Doppler et la composante de l'état de mer. Il est néanmoins possible qu'une composante supplémentaire apparaisse liée aux interactions entre courant et vague. Dans cette partie, nous cherchons à caractériser la composante liée à l'état de mer en fonction de l'incidence à partir des acquisitions WSM.

Afin de minimiser toute composante liée à des effets autres que le courant ou l'état de mer, nous nous plaçons sur une zone où le courant introduit une composante nulle en moyenne. Tout comme pour le chapitre 2, nous caractérisons l'effet moyen dû à l'état de mer corrélé à l'action du vent et tentons d'élargir ces caractéristiques pour des angles incidences entre 16° à 42° .

Dans cette partie, nous présentons les caractéristiques de l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence après le traitement de la partie 3.1.2. Les acquisitions utilisées sont situées au-dessus des mers européennes (principalement mer du Nord, mer Méditerranée et golfe de Gascogne) où nous supposons que les courants de surface introduisent un biais nul en moyenne. Une seconde partie décrit la loi empirique représentant la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler élargie aux angles d'incidence entre 16° et 42° . Ces étapes sont indispensables pour tenter d'extraire le courant radial des acquisitions WSM.

3.2.1 Caractéristiques de l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence

Les mécanismes de rétrodiffusion de l'onde électromagnétique sont modifiés avec l'angle d'incidence. Ce phénomène est observé sur la SERN (voir figure 1.11). Sur l'anomalie Doppler, la valeur absolue des anomalies Doppler diminue avec l'incidence. Cette observation a déjà été faite à partir des modes vagues IS2 et IS4 soient des incidences respectives de 23° et $33,5^\circ$ [49]. Nous présentons ici les propriétés de l'anomalie Doppler sur une plage d'angle d'incidence plus large entre 16° et 42° en fonction du vent.

Les acquisitions WSM pour cette étude sont situées au-dessus des mers européennes entre le 1^{er} août 2007 et le 31 août 2008, soit un an de données. Ce travail peut être perfectionné au moyen des acquisitions faites depuis lors, notamment par rapport aux moyennes et écarts types établis. Nous supposons que sur cette zone les courants ont en moyenne un impact nul sur les anomalies Doppler. Nous mettons donc dans cette partie en avant les composantes de l'état de mer. Les champs de vents utilisés sont ceux d'ECMWF avec une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Nous échantillonnons les anomalies Doppler dans le but de réaliser des comparaisons indépendantes de l'information de vent.

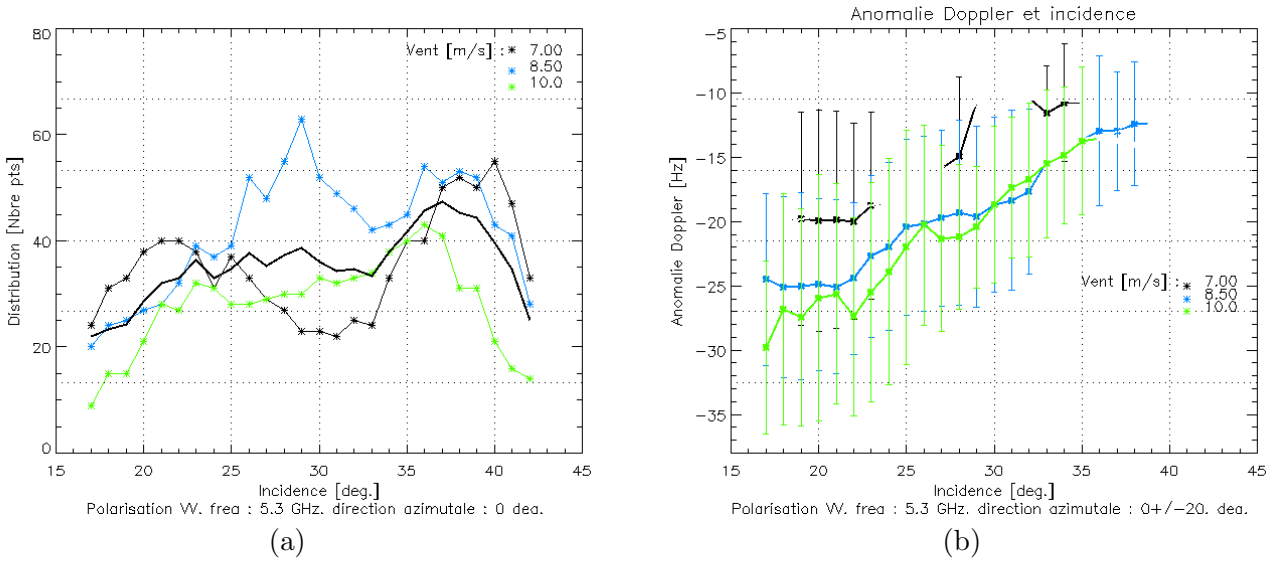


Figure 3.10 — (a) Distribution des anomalies Doppler en fonction des angles d'incidence pour trois intensités de vent : 7, 8,5 et 10 m/s $\pm 0,75$ m/s, en configuration downwind, (b) anomalies Doppler moyenne en fonction de l'incidence pour ces trois intensités de vent et en configuration downwind.

Pour représenter les anomalies Doppler en fonction de l'incidence, nous utilisons les propriétés de l'anomalie Doppler dégagées des observations à 23° (cf. § 2.2.2). Sachant que les anomalies Doppler sont maximales dans les directions upwind et downwind, nous isolons, dans la suite, les cas où le vent et le radar se situent dans ces directions à $\pm 20^\circ$. Cet intervalle peut sembler important, cependant nous avons vu que l'anomalie Doppler est relativement constante dans les directions upwind et downwind pour une intensité de vent donnée et ceci jusque 30° autour de ces directions (cf. figure 2.3). Pour chacune de ces directions, nous sélectionnons les anomalies Doppler telles que les incidences soient à $\pm 2^\circ$ de l'incidence voulue, à $\pm 0,75$ m/s autour de l'intensité de vitesse de vent voulue. Les trois intensités de vent correspondent aux valeurs de 7,0, 8,5 et 10 m/s, soit la valeur moyenne du vent observé sur l'échantillon global \pm la moitié de l'écart type des données de vent.

Dans un premier temps, nous calculons la distribution des points en fonction de l'angle d'incidence pour ces trois intensités de vent ainsi que la moyenne de ces trois distributions. Ces distributions sont représentées par les graphiques (a) des figures 3.11 et 3.10.

L'évolution de l'anomalie Doppler en fonction de l'incidence est représentée sur les graphiques (b) des figures 3.11 et 3.10. Les écarts types sont également représentés, pour chacune des moyennes réalisées, au moyen de traits verticaux. Lorsque l'écart type est supérieur à 50 % de la valeur moyenne, les données ne sont pas représentées pour faciliter la lecture du graphique. Les écarts types observés sont de l'ordre de 7 Hz. Ces écarts représentent une part de 30 % à 50 % par rapport aux moyennes.

La représentation de l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence dans les cas upwind et downwind montre une baisse de l'intensité de la valeur absolue de l'anomalie Doppler. Ce résultat déjà observé par [49] est attribué aux longueurs d'ondes des vagues impliquées dans le mécanisme de rétrodiffusion. À faible incidence les vagues participant à la rétrodiffusion ont une longueur d'onde et donc une vitesse de phase plus grande que celle à plus grande incidence (cf. 1.3.2). En condition upwind, à 17° , l'anomalie Doppler moyenne pour un vent de 8,5 m/s d'intensité est de 27 ± 7 Hz et atteint 21 Hz à 38° . Ces résultats

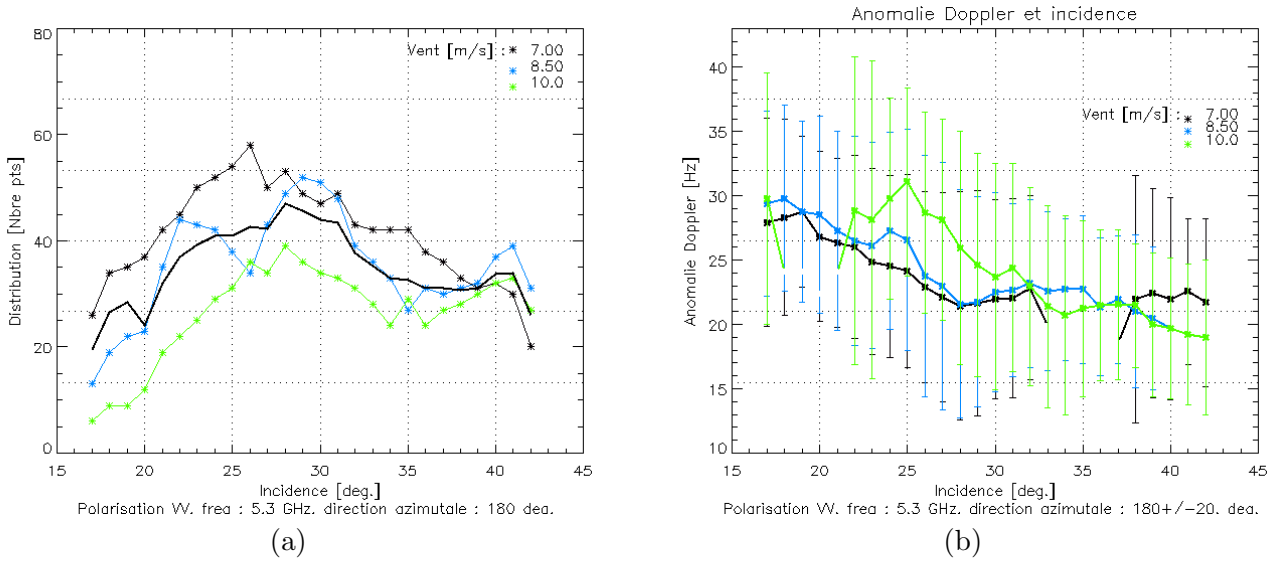


Figure 3.11 — Idem à la figure 3.10 pour le cas upwind.

sont similaires à ceux obtenus dans [49] pour une intensité de vent entre 5 et 10 m/s pour une configuration upwind.

Pour la configuration downwind, la valeur moyenne pour des vents de 8,5 m/s à une incidence de 17° est de -25 ± 7 Hz et atteint -13 Hz à 38° . Le vent souffle dans une direction opposée à celle en direction upwind, les anomalies Doppler principalement influencées par l'action du vent, ont un signe opposées à celles en configuration upwind.

Avec les angles d'incidence, la différence d'intensités des anomalies Doppler entre les configurations upwind et downwind semble augmenter. Elle pourrait être liée à la différence de forme des vagues vues par le satellite entre ces deux configurations. Cependant, nous ne disposons pas de suffisamment d'éléments pour affiner cette remarque.

L'analyse de l'anomalie Doppler au-dessus des mers européennes montre une baisse de sa valeur absolue avec l'incidence liée aux processus de rétrodiffusion. Ce résultat est en accord avec la modélisation théorique effectuée par [49]. Les résultats présentés ici nous permettent d'effectuer pour la première fois des comparaisons avec des mesures sur des angles d'incidence entre 16° et 42° . De plus, nous disposons également de mesures en condition downwind afin d'étendre cette analyse à des situations encore complexes à interpréter. Les écarts types obtenus lors du calcul des moyennes restent cependant importants autour de 7 Hz ce qui reste une valeur élevée pour établir des conclusions entre les configurations upwind et downwind. Les propriétés de l'anomalie Doppler en fonction du vent vont nous permettre de caractériser la loi empirique de la composante de l'état de mer à l'anomalie Doppler pour des incidences entre 16° et 42° présentée dans la partie suivante.

3.2.2 Composante de l'état de mer à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence

Compte tenu des particularités observées en fonction de l'angle d'incidence dans le paragraphe précédent, il est important d'utiliser une contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler prenant en compte les angles d'incidence. L'ajustement présenté ici a été réalisé par

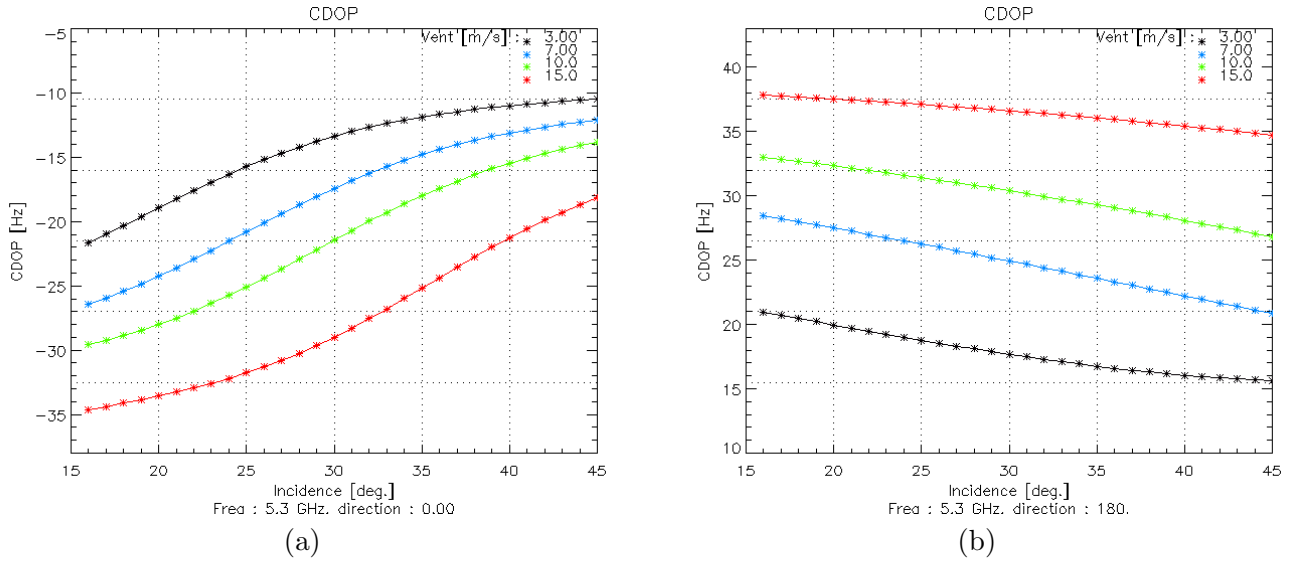


Figure 3.12 — Fréquences Doppler moyennes dues au vent en fonction des angles d'incidence pour quatre intensités de vent : 3, 7, 10 et 15 m/s et deux directions azimutales du vent : (a) downwind et (b) upwind

[16] à partir des acquisitions WSM au-dessus des mers européennes. Cet ajustement empirique se base cette fois sur un réseau de neurones dont les coefficients sont donnés dans l'annexe D.

Les données d'entrée correspondent aux informations de vent ECMWF (intensité et direction), aux anomalies Doppler corrigées des variations apparaissant dans la direction radiale et dont l'anomalie Doppler est mise à zéro au-dessus des parties terrestres. La fonction « CDOP » résultante associée à une incidence, une intensité et une direction de vent données, une fréquence associée à l'action moyenne de l'état de mer corrélée à l'action du vent pour les caractéristiques de l'onde électromagnétique de l'ASAR (polarisation verticale, angles d'incidence entre 16° et 42° , fréquence radar de 5,3 GHz).

De cette loi empirique est déduite l'évolution des anomalies Doppler pour plusieurs intensités de vent. Jusqu'à présent, seules les évolutions de l'anomalie Doppler en fonction de l'incidence pour des intensités de vent de 7, 8,5 et 10 m/s avaient été étudiées. Les figures 3.12 présentent les sorties de la fonction « CDOP » en fonction de l'incidence pour des intensités de vent de 3, 7, 10 et 15 m/s pour les configurations upwind et downwind.

Pour les intensités de vent entre 7 et 10 m/s, les fréquences déduites de la loi empirique sont logiquement en accord avec celles observées en moyenne dans la section précédente. Pour des intensités de vent plus fortes, les représentations de la figure 3.12 montrent clairement une différence d'évolution entre les configurations upwind et downwind en fonction de l'incidence. Il reste difficile d'interpréter cette différence qui témoigne de la difficulté de compréhension des mécanismes de rétrodiffusion.

Afin de vérifier la cohérence entre les modèles empiriques « CDOP » et « DOPMOD », nous les avons comparées à 23° . Cette comparaison faite en fonction de la direction du vent par rapport à la direction de visée du radar et de l'intensité du vent montre des résultats similaires d'un modèle à l'autre. Les différences atteignent au plus 10 Hz et traduisent encore une fois en avant la difficulté de représenter la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler corrélée au vent pour une précision inférieure à 10 Hz. Résultat qui ressortait déjà lors des calculs d'écarts types sur le mode vague.

Dans la suite, nous utilisons la fonction « CDOP » pour représenter la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler et déduire la contribution supposée du courant à l'anomalie Doppler.

3.3 Analyse des vitesses résiduelles en fonction de l'angle d'incidence

La vitesse résiduelle est définie comme la soustraction entre l'anomalie Doppler estimée dans la section 3.1.2 et la fréquence Doppler induite par l'état de mer et calculée grâce à une loi empirique présentée dans la partie 3.2.2. Si nous supposons que l'anomalie Doppler estimée résulte de la somme d'une composante de courant et d'une composante d'état de mer corrélée au vent, la vitesse résiduelle obtenue correspond à la composante du courant dans la direction de visée du radar. Cette hypothèse identique à celle proposée au chapitre 2 s'applique ici pour les acquisitions ayant des angles d'incidence entre 15° et 42° , en polarisation verticale et pour une onde électromagnétique de 5,3 GHz.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous comparons dans la suite les vitesses résiduelles obtenues aux références de courant radial quel que soit l'angle d'incidence. Cette première vérification nous permet de valider l'approche quel que soit l'angle d'incidence et d'examiner plus attentivement la signature du courant potentiellement incluse dans une acquisition WSM en fonction de l'incidence. Une seconde vérification est faite en analysant le champ spatial des vitesses résiduelles à partir d'une acquisition WSM. Cette dernière étude complète les observations menées jusqu'à présent sur les images WSM [32].

3.3.1 Comparaison des vitesses résiduelles à différents angles d'incidence

Les champs de courant SURCOUF ont une couverture globale et quotidienne. Projetées dans la direction radiale, ces vitesses sont ici comparées aux vitesses résiduelles du SAR à partir d'acquisitions faites au large des côtes d'Afrique du Sud. La résolution de ces courants de référence est cependant au tiers de degré (30 km) tandis que les vitesses résiduelles ont une résolution de $5 \text{ km} \times 7,8 \text{ km}$. Afin de comparer ces deux vitesses, nous interpolons les vitesses résiduelles. Des moyennes de vitesses résiduelles sont calculées à partir des données SAR situées à plus ou moins 15 kilomètres de la donnée SURCOUF. Cette interpolation utilise un nombre de données SAR variant, selon les fauchées, entre 4 et 8.

Cette méthode de comparaison introduit inévitablement des différences entre les deux vitesses radiales. Par exemple, la différence de temps entre ces deux mesures est au maximum de 12 heures. De même, la moyenne spatiale effectuée sur les données SAR diminue les informations de surface disponible. Dans un premier temps, ces différences sont supposées négligeables.

Pour chaque angle d'incidence, nous sélectionnons les informations autour d'un angle d'incidence donné à $\pm 2^\circ$. Toutes les incidences ne sont pas nécessairement représentées à la suite du traitement effectué dans la partie 3.1.2. Les incidences représentées sur la figure 3.13, couvrent des angles de 28° à 42° . Nous avons choisi les angles de 29° , 33° , 37° et 42° pour représenter les vitesses résiduelles SAR interpolées en fonction des vitesses radiales SURCOUF.

Pour chacune de ces incidences, nous calculons sur un intervalle régulier de 0,2 m/s, les moyennes des vitesses résiduelles associées aux vitesses radiales SURCOUF. Ces valeurs sont

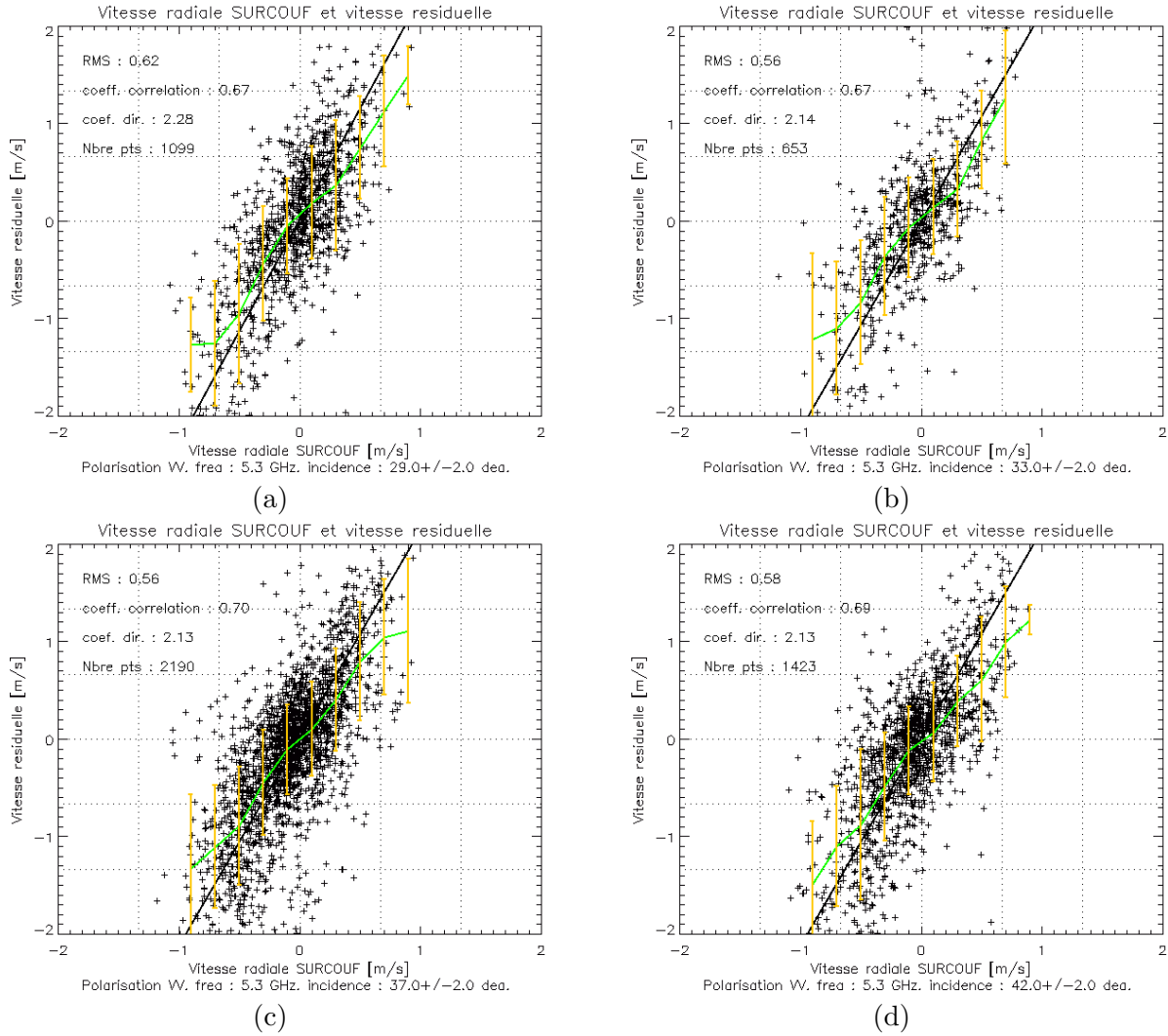


Figure 3.13 — Vitesses résiduelles en fonction des vitesses radiales SURCOUF pour des angles d'incidence de 29° (a), 33° (b), 37° (c) et 42° (d) pour des acquisitions situées au large du sud de l'Afrique.

représentées en vert sur les graphiques a, b, c et d de la figure 3.13. Les écarts types liés à ce calcul sont indiqués sur ces figures au moyen de droites verticales. Ces informations associées au coefficient de corrélation, au coefficient directeur de la droite et à l'écart type moyen, noté RMS, vont nous permettre de caractériser les résultats obtenus entre les vitesses radiales SURCOUF et les vitesses résiduelles du SAR pour les différentes incidences.

Le nombre d'acquisitions WSM utilisées ici est de l'ordre de 200. Pour chaque image dispose, environ 5 000 anomalies Doppler sont calculées. Après les corrections que nous effectuons, le nombre d'anomalies Doppler utilisées pour l'étude sur chaque incidence est de l'ordre de 1 300. Nous nous appuyons sur les calculs de RMSE, coefficient de corrélation et coefficient directeur pour qualifier chacune des comparaisons.

Les résultats présentent des caractéristiques similaires quelle que soit l'incidence : RMS de 0,58, coefficient de corrélation de 0,68 et coefficient directeur de 2,17. Ces propriétés permettent de valider l'approche concernant la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler. En effet, si les comparaisons entre vitesses résiduelles et vitesses radiales ont des

résultats identiques quelle que soit l'incidence, nous pouvons considérer que la contribution de l'état de mer est modélisée dans des limites identiques quels que soient les angles d'incidence. Ce résultat est une validation des hypothèses émises sur la fonction « CDOP ».

Les valeurs de RMS sont néanmoins élevées par rapport aux valeurs décrites par SURCOUF : les valeurs absolues des courants radiaux SURCOUF ne dépassent pas 1 m/s alors que les RMS sont de 0,58 soit près de 50 % d'erreurs pour cette zone. Par ailleurs, les coefficients directeurs obtenus entre ces deux vitesses sont de l'ordre de 2,17 : les vitesses résiduelles surestiment les courants radiaux SURCOUF en valeur absolue. Ces deux constatations nous font aborder plus attentivement les particularités des courants observés au large de l'Afrique du Sud. Cette région se caractérise par le courant des Aiguilles : courant dont l'intensité atteint régulièrement 2,5 m/s sur une large zone qui longe la côte est africaine en direction du sud-est puis de l'est [42]. Cette information nous incite à un recul plus grand sur la fiabilité des mesures SURCOUF. En effet, leur valeurs ne dépassent jamais 1 m/s dans cette zone. Les mesures de courant sont très complexes car les interactions entre les vagues et le courant sont nombreuses. La zone est connue comme extrêmement dangereuse en navigation avec la formation régulière de hautes vagues. Ces difficultés pour mesurer les courants de surface ajoutées à la présence potentielle de fortes interactions vague/courant seraient une explication des différences observées. Il faut également y rajouter le bruit sur les vitesses résiduelles dues aux imprécisions des informations de vent, des colocalisations.

Faute de mesures de courant avec une meilleure résolution sur la zone de comparaison, nous ne pouvons conclure sur les capacités des vitesses résiduelles à restituer le courant à partir de cette méthode de comparaison. Par contre, cette partie montre clairement la cohérence de l'estimation de la contribution de l'état de mer sur l'anomalie Doppler quelle que soit l'incidence. En effet, les vitesses résiduelles présentent des caractéristiques identiques par rapport aux vitesses radiales SURCOUF quel que soit l'angle d'incidence. Cette propriété est indispensable pour analyser les vitesses résiduelles d'une image donnée par exemple. Nous nous appuyons sur cette propriété pour évaluer l'évolution de la contribution du courant en fonction de l'angle d'incidence à la fois d'un point de vue globale et en prenant en exemple les anomalies Doppler observées sur une image.

3.3.2 Contribution du courant à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence

La fonction « CDOP » permet d'estimer la contribution de l'état de mer corrélé au vent de l'anomalie Doppler (cf. § 3.2.2). L'hypothèse que le courant et l'état de mer sont les principales contributions à l'anomalie Doppler, nous permet, fautes de mesures de courant de faire des hypothèses sur la contribution du courant à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence pour un vent et un courant radial donnés. En effet, une simple application numérique entre la composante liée à l'état de mer et déduite d'une configuration de vent et une vitesse de courant nous permet de calculer les contribution relatives de l'une par rapport à l'autre en fonction de l'incidence. Cet exercice permet d'anticiper les situations où la contribution du courant pourrait par exemple devenir majoritaire sur une zone donnée.

Les différentes contributions sont calculées à partir de quatre intensités de vent (3, 7, 10 et 15 m/s) et deux directions de vent azimutale (upwind et downwind). La fonction « CDOP » fournit la contribution du vent à l'anomalie Doppler tandis que les informations de courant sont fixées et converties en fréquence Doppler à partir de l'équation 1.32. Pour ces applications, la direction du courant est supposée constante et orientée dans la direction de visée du radar. Chacune de ces contributions est ramenée à un pourcentage de l'anomalie

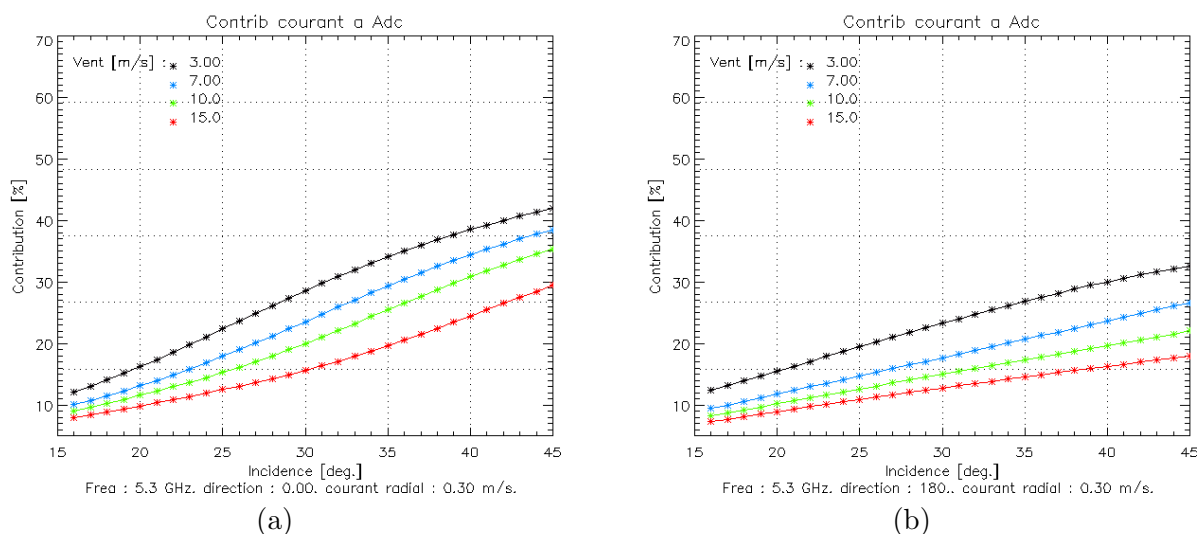


Figure 3.14 — Contributions du courant à l'anomalie Doppler en fonction de l'angle d'incidence, obtenues pour un courant radial fixe de 0,3 m/s en condition downwind (a) et upwind (b).

Doppler. La contribution du courant pour différents cas de vent et de courant est représentée sur les figures 3.14 et 3.15.

Les figures 3.14 sont réalisées pour les deux conditions upwind et downwind pour un courant de 0,3 m/s dans la direction radiale ce qui correspond à la limite du bruit sur les vitesses résiduelles jusqu'à présent réalisées à partir du mode vague. Elle donne une première évaluation des contributions à attendre des signatures de courants de surface à différentes incidences.

En configuration upwind et downwind, nous observons l'augmentation de la contribution du courant à l'anomalie Doppler avec l'angle d'incidence. En effet, avec l'angle d'incidence diminuent les intensités d'anomalie Doppler. Parallèlement, pour un courant radial constant, l'anomalie Doppler associée augmente avec l'incidence. Par conséquent, la contribution du courant à l'anomalie Doppler augmente avec les angles d'incidence si, bien sûr, seules les contributions de l'état de mer et du courant contribuent à l'anomalie Doppler.

Les premières courbes réalisées avec un courant radial de 0,3 m/s montrent le rôle de plus en plus important de la composante du courant avec l'angle d'incidence. En configuration upwind et downwind, pour un vent de 7 m/s, elle n'atteint que 10 % à 15°. Ces pourcentages augmentent ensuite avec l'incidence. Pour la configuration upwind, elle vaut 15 % à 30° et 25 % à 45° et pour la configuration downwind nous obtenons 25 % à 30° et 40 % à 45°.

Les contributions sont identiques à faible incidence en configurations upwind et downwind. Par contre, pour des incidences plus élevées les contributions évoluent différemment. Le courant a, quelle que soit l'incidence une influence plus marquée en condition downwind. Ce résultat souligne le rôle des vagues sur l'anomalie Doppler. Lorsque les vagues et le courant sont dans des directions opposées, l'anomalie Doppler diminue car les vitesses de surface se compensent. En revanche, lorsque le courant et vent sont dans la même direction, l'impact du courant sur l'anomalie Doppler est plus important jusque 40 % à 45°.

Nous réalisons les mêmes courbes que celles présentées sur la figure 3.14 pour un courant radial de 0,7 m/s. Ces courbes sont représentées sur les figures (a) et (b) 3.15 en conditions upwind et downwind. Elles montrent logiquement une contribution plus importante du cou-

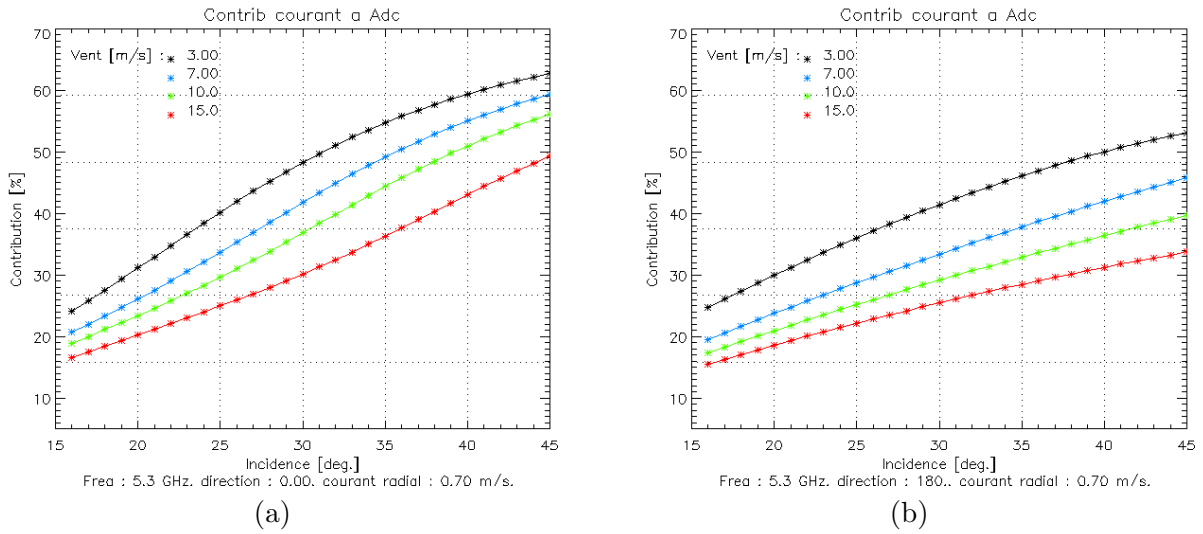


Figure 3.15 — Idem à la figure 3.14 pour un courant radial de 0,7 m/s

rant à l'anomalie Doppler. Ainsi, la contribution du courant à 15° , pour un vent de 7 m/s est de 20 % quelle que soit la configuration, upwind ou downwind. Cette contribution à 45° atteint 45 % en configuration upwind et jusque 60 % en configuration downwind.

Nous remarquons également que les contributions du courant et de l'état de mer sont quasiment du même ordre à partir d'un certain angle d'incidence et pour une certaine intensité du courant. Par exemple pour un courant de 0,7 m/s, un vent de 7 m/s en configuration downwind, la contribution du courant atteint 50 % à partir de 35° .

La contribution du courant augmente avec l'angle d'incidence. Ce phénomène résulte de deux propriétés. Une propriété géométrique de la scène observée : pour un courant donné, la projection dans la direction de visée du radar est plus importante à forte incidence. Une seconde propriété liée aux processus de rétrodiffusion du signal : les anomalies Doppler absolues diminuent en intensité avec l'angle d'incidence. Contrairement au mode vague, il devient possible dans le cadre d'une acquisition d'interpréter la vitesse de surface SAR comme une information de courant. Sur les images en mode vague, cette interprétation était plus difficile car la signature de courant était minoritaire (20 % pour un courant de 0,7 m/s).

Au sein d'une acquisition, la valeur du courant de surface se modifie en fonction des particularités physiques de la zone. De même le champ de vent varie également. L'interprétation des vitesses de surface évolue donc en fonction des informations de vent. La partie suivante met en avant ces différences d'interprétation de la vitesse de surface en fonction des particularités géophysiques de la zone.

3.3.3 Analyse des vitesses résiduelles extraites d'une acquisition WSM

Jusqu'à présent, nous avons sous-échantillonné les valeurs de vitesses SAR pour effectuer des comparaisons avec les vitesses radiales SURCOUF sur une grille identique. Cette opération détériore la résolution sur les acquisitions WSM sélectionnées. Dans cette partie, nous analysons les anomalies Doppler obtenues sur la grille Doppler initiale d'une acquisition WSM. Cette analyse nous permet d'interpréter les variations d'anomalie Doppler au sein d'une acquisition WSM, soit à large fauchée. De même, elle nous fournit des vitesses résiduelles avec une résolution spatiale beaucoup plus importante que les champs de cou-

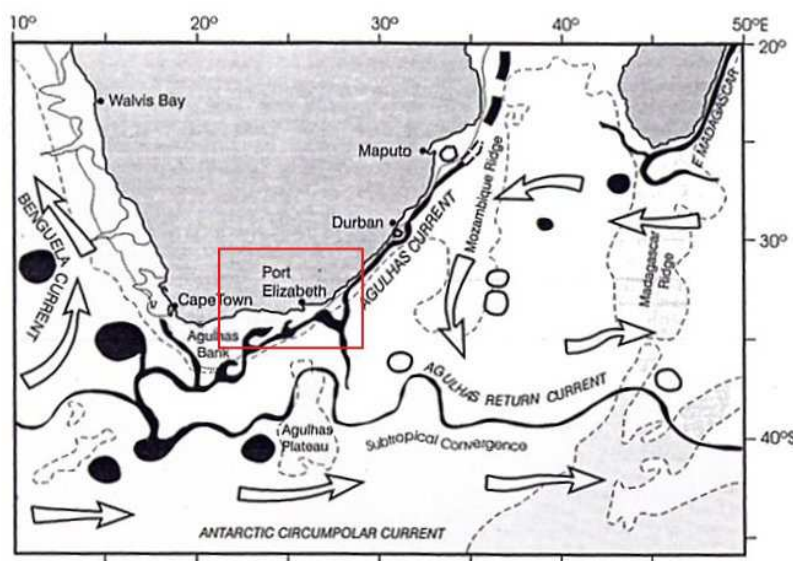


Figure 3.16 — Représentation conceptuelle du système du courant des Aiguilles d'après [42]. Les isobathes à 500 m sont représentées par des lignes pointillées noires et celles à 3000 m par des tirets noirs. La position des courants intenses est indiquée en trait noir plein et la circulation générale moyenne-échelle par des flèches blanches à contour noir. Les positions des tourbillons cycloniques sont indiquées par des ronds blancs à contour noir et celles des tourbillons anti-cycloniques par des ronds noirs. Le contour rouge correspond à la zone au-dessus de laquelle les anomalies Doppler sont extraites de l'acquisition WSM.

rant fournis par SURCOUF (dont la résolution est de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$). L'analyse de ce champ de courant contient potentiellement une information sur la structure et la mesure du courant radial.

L'analyse proposée à l'échelle d'une acquisition nécessite de connaître les caractéristiques générales du courant de surface présent sur la zone sélectionnée ainsi que les informations de vent au moment de l'acquisition. Nous avons choisi de mettre en avant ici les résultats obtenus au large de l'Afrique du Sud. Dans une première partie, nous décrivons la dynamique des courants de cette région grâce à [42]. Une deuxième partie présente les anomalies Doppler obtenues sur cette acquisition choisie au large de l'Afrique du Sud. Enfin une troisième partie analyse les vitesses résiduelles.

Les courants de surface au large de l'Afrique du Sud

La pointe sud-africaine se trouve à la jonction des océans Atlantique, Indien et Antarctique. La rencontre de ces trois océans crée une dynamique toute particulière détaillée dans [42]. Le courant de surface observé dans cette région est le courant des Aiguilles présenté sur la figure 3.16.

Les courants, sur-lignés par un trait noir sur la figure 3.16, ont des intensités atteignant jusqu'à 2,5 m/s. Le courant des Aiguilles s'appuie sur la pente continentale le long de la côte est sud-africaine. La régularité de cette côte Est stabilise spatialement le courant de surface.

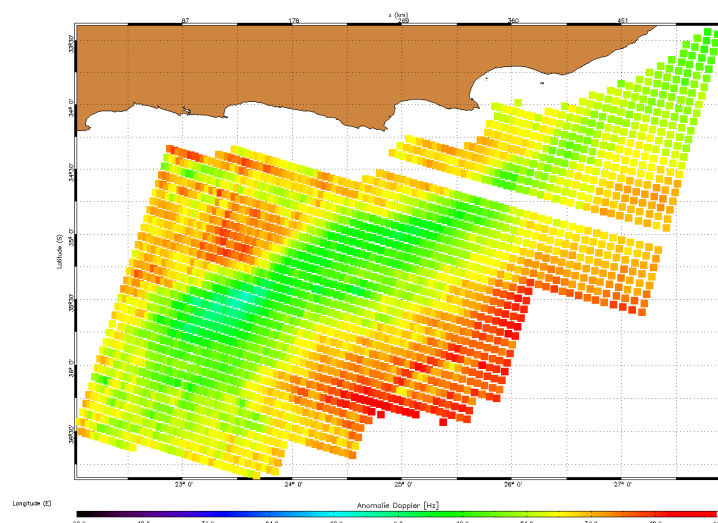


Figure 3.17 — Anomalies Doppler extraites de l'acquisition WSM au large de l'Afrique du sud datée du 11 août 2007 à 07h37.

Par contre, les caractéristiques du courant changent considérablement en rencontrant le banc des Aiguilles, au sud de Port Elizabeth. L'interaction entre le courant rapide et l'eau quasi stagnante située au-dessus du banc est complexe et jusqu'à présent imparfaitement comprise [42]. Par ailleurs, nous notons sur la figure 3.16, la présence régulière de tourbillons cycloniques et anticycloniques.

La description dont nous disposons de cette zone correspond à une situation moyenne sur cette région. Il est clair que l'apport de nouvelles mesures augmenterait la compréhension des processus au-dessus de cette région. Cette présentation non exhaustive des courants de surface observés sur cette région va néanmoins nous permettre de mieux interpréter l'acquisition WSM du 11 août 2007 à 07h37 sur cette même région.

Anomalies Doppler d'une acquisition en mode WSM

Parmi les 215 acquisitions Doppler que nous avons traitées lors des comparaisons de la partie 3.3.1, nous choisissons une acquisition WSM passant au-dessus de Port Elizabeth. Le courant des Aiguilles sur cette zone devient plus irrégulier. L'apport d'une information complémentaire serait donc précieuse pour approfondir l'étude de la dynamique de cette région.

La figure 3.17 montre les anomalies Doppler extraites d'une acquisition au large de l'Afrique du Sud à partir de l'algorithme présenté dans la partie 3.1.2. La grille Doppler présente une résolution de l'ordre de 4 km par 8 km. La direction de visée est orientée de ESE vers ONO. Les angles les plus faibles, de 16° , sont à droite de l'image. Les anomalies Doppler recueillies se caractérisent majoritairement par une intensité supérieure à 12 Hz. Compte tenu des particularité de l'image, nous pouvons en conclure que ces anomalies Doppler positives caractérisent un mouvement de surface dans la direction ESE, ce mouvement de surface caractérisant en particulier l'action du vent.

Les informations de vent dont nous disposons proviennent des analyses d'ECMWF. Elles ont une résolution de $0,5^\circ$ par $0,5^\circ$ et indiquent un vent majoritairement orienté dans la

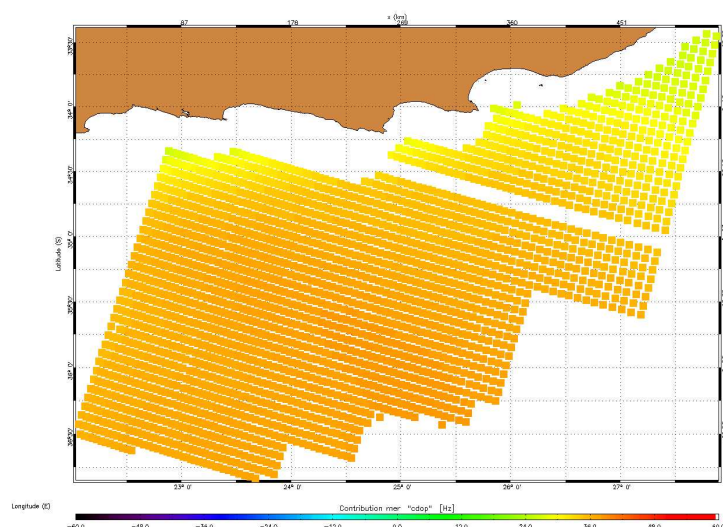


Figure 3.18 — Décalage Doppler moyen dû à l'action du vent obtenu à partir de la fonction « CDOP » et des informations de vent ECMWF pour l'acquisition WSM au large de l'Afrique du sud datée du 11 août 2007 à 07h37.

direction OSO. Ces informations sont utilisées pour produire la figure 3.18, représentation de la fréquence induite par l'action de l'état de mer grâce à la loi empirique « CDOP ».

L'état de mer induit une forte composante sur l'ensemble de l'image (supérieure à 30 Hz) comme le montre la figure 3.18. Cette information concorde avec le signe des anomalies Doppler. En effet, celles-ci, positives, traduisent une composante positive dans la direction ESE. La composante de l'état de mer ne peut cependant expliquer la forte baisse d'anomalie Doppler observée sur la figure 3.17 et qui "traverse" l'image du NE au SO. Suite à la présentation des courants de surface faite dans la partie 3.3.3, il semble logique d'associer cette trace au courant des Aiguilles.

Cette hypothèse est d'autant plus justifiée que le courant des aiguilles atteint une intensité de 2 m/s. Pour cette intensité de courant et un vent soufflant en condition upwind à 10 m/s, la contribution du courant atteint respectivement entre 16° et 42° les valeurs de 40 % et 65 %.

État de mer et courant présentent ici des contributions avec des pourcentages comparables pour chacun des effets, contrairement au mode vague où l'état de mer représentait la composante principale de l'anomalie Doppler. Les champs de vitesses de surface présentent également une résolution dont jusqu'à présent aucun instrument embarqué par satellite ne dispose. Il nous reste à vérifier que les vitesses résiduelles obtenues ici présentent une information de vitesse radiale de surface en accord avec le courant radial.

Vitesses résiduelles déduites de cette acquisition

En effectuant la soustraction entre les anomalies Doppler et la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler, nous obtenons théoriquement la contribution du courant à l'anomalie Doppler, si seuls le courant et l'état de mer contribuent, de manière distincte, à cette anomalie. En supposant ces conditions vérifiées pour des surfaces de l'ordre de 4 km par 16 km, les

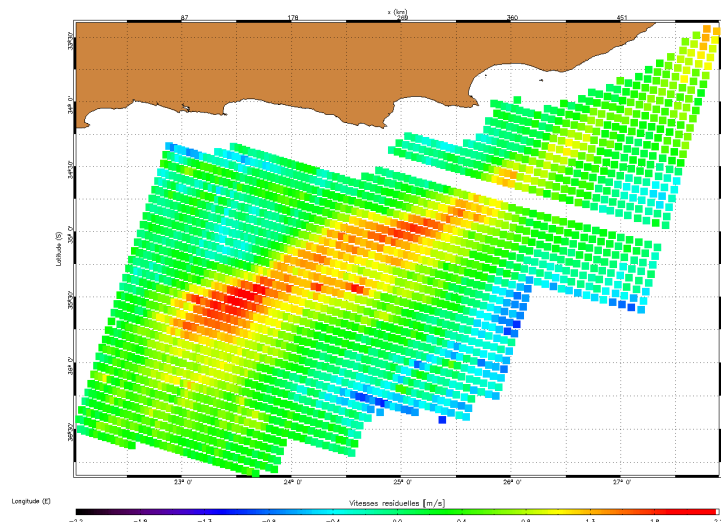


Figure 3.19 — Vitesses résiduelles extraites des anomalies Doppler de l’acquisition WSM au large de l’Afrique du sud datée du 11 août 2007 07h37

vitesses résiduelles que nous obtenons, traduisent l’intensité et la structure du courant sur cette région.

La représentation des vitesses résiduelles de cette acquisition est située sur la zone où le courant des Aiguilles se détache de la côte, au niveau du banc des Aiguilles (cf. figure 3.16). Les vitesses résiduelles semblent parfaitement adaptées à restituer la structure de ce courant pour cette zone où le courant est plus difficile à positionner.

Il n’a pas été possible de s’appuyer ici sur des mesures de courant de référence ayant une résolution suffisamment haute pour vérifier la similarité avec les vitesses résiduelles. La carte des vitesses résiduelles, présentée sur la figure 3.19 témoigne, cependant, de la forte similarité entre les vitesses résiduelles et le courant de surface présenté sur la figure 3.16, à la fois du point de vue de la structure du courant et de son intensité.

Les propriétés haute résolution des anomalies Doppler pour les acquisitions WSM permettent de distinguer la structure du courant sur une zone où le vent est connu. De même, les intensités des vitesses résiduelles obtenues présentent des valeurs en accord avec les informations de courant disponibles sur cette zone. Ces propriétés pourraient être utilisées pour mieux suivre les évolutions du courant des Aiguilles d’une acquisition à l’autre sur une région où les mesures restent difficiles à mettre en œuvre.

3.4 Conclusion

Les processus de rétrodiffusion sont modifiés avec l’angle d’incidence. Cette modification se traduit sur les anomalies Doppler par une baisse de leur valeur absolue avec l’angle d’incidence. L’analyse des configurations upwind et downwind indique également un effet non négligeable sur l’anomalie Doppler pour une incidence supérieure à 25° .

L’analyse de l’impact de l’angle d’incidence sur les signatures du courant dépend fortement de l’évaluation de la composante de l’état de mer. Nous nous sommes appuyés pour ce chapitre sur les mêmes propriétés observées sur le mode vague : les composantes de l’état de mer et du

courant sont distinctes et la composante de l'état de mer est estimée à partir des informations de vent. La loi empirique que nous utilisons, présente des caractéristiques identiques quelle que soit l'incidence. Elle nous permet d'évaluer l'impact du courant sur l'anomalie Doppler.

L'analyse des acquisitions WSM nous a permis d'étudier l'influence de l'angle d'incidence de 16° à 42° sur la signature du courant présente dans l'anomalie Doppler. Plus l'angle d'incidence est important et plus grande est la contribution relative du courant à l'anomalie Doppler. En configuration downwind, la contribution du courant à l'anomalie Doppler est identique à faible incidence à celle en configuration upwind. Par contre, lorsque les angles d'incidence augmentent, la contribution en configuration downwind devient supérieure. Les contributions du courant sont donc directement dépendantes de la direction du vent. Nous remarquons par ailleurs que les composantes du courant et de l'état de mer sont similaires à partir d'une certaine intensité de vent, de courant et une certaine incidence. Les contributions de l'état de mer ne sont plus les contributions dominantes comme pour le mode vague. L'interprétation de l'anomalie Doppler d'une acquisition pourra donc s'interpréter quasi directement en terme de courant si un courant de forte intensité y est par exemple présent.

L'utilisation des propriétés de haute résolution du SAR reste à ce jour difficile à valider car il n'existe pas de mesure de courant avec une résolution similaire. L'exemple de l'acquisition au large de l'Afrique du Sud (cf. § 3.3.3) illustre cependant l'intérêt des vitesses résiduelles à représenter le courant de surface dans la direction radiale. Les mesures de courant disponibles sont souvent basées sur des données altimétriques et diffusiométriques (SURCOUF, OSCAR) dont la résolution de l'ordre de 30 km, ne permet pas de rendre compte de la complexité des courants de surface de cette région [42]. Les vitesses résiduelles extraites du SAR se présentent comme une solution nouvelle permettant de suivre la structure des courants de surface d'une acquisition à l'autre et de suivre par exemple l'évolution au cours de l'année du système du courant des Aiguilles.

Parmi les perspectives également entrevues à la suite de l'étude de l'influence de l'angle d'incidence sur les signatures de courant extraites des anomalies Doppler résident la compréhension des variations observées dans la direction azimutale (cf. § 3.1.1). Ces variations ont réduit notre étude des acquisitions WSM à une longueur de 400 km dans la direction azimutale. La compréhension des phénomènes conduisant à ces variations nous permettrait de mieux interpréter les vitesses résiduelles obtenues sur l'ensemble de la fauchée représentée sur la figure 3.20 récupérée sur le site <http://soprano.cls.fr/wwindProducts/>.

Une des perspectives également envisagées à l'issue de cette étude est l'utilisation en des échelles de temps opérationnels des images SAR. Les algorithmes de traitement ont été développés pour être applicables en temps réel et ainsi contribuer de façon significative aux besoins de connaissances de courant dans des cas de situations urgentes comme une pollution en mer.

La résolution des vitesses résiduelles de l'ASAR peut encore être améliorée au moyen d'une troisième mode de fonctionnement. L'utilisation de ce mode est localisé sur la zone côtière où les courants sont les plus forts. Cette configuration nous place dans une situation nouvelle par rapport aux deux précédents modes : le courant ne peut plus être supposé constant sur la surface d'estimation de la fréquence Doppler. En se plaçant à la limite de cette hypothèse, l'analyse des anomalies Doppler de ce nouveau mode nous permet de mieux interpréter la vitesse de surface SAR et potentiellement d'augmenter la résolution des vitesses résiduelles.

11-August-2007 07:37:51 (UTC)
ENVISAT WSM Product

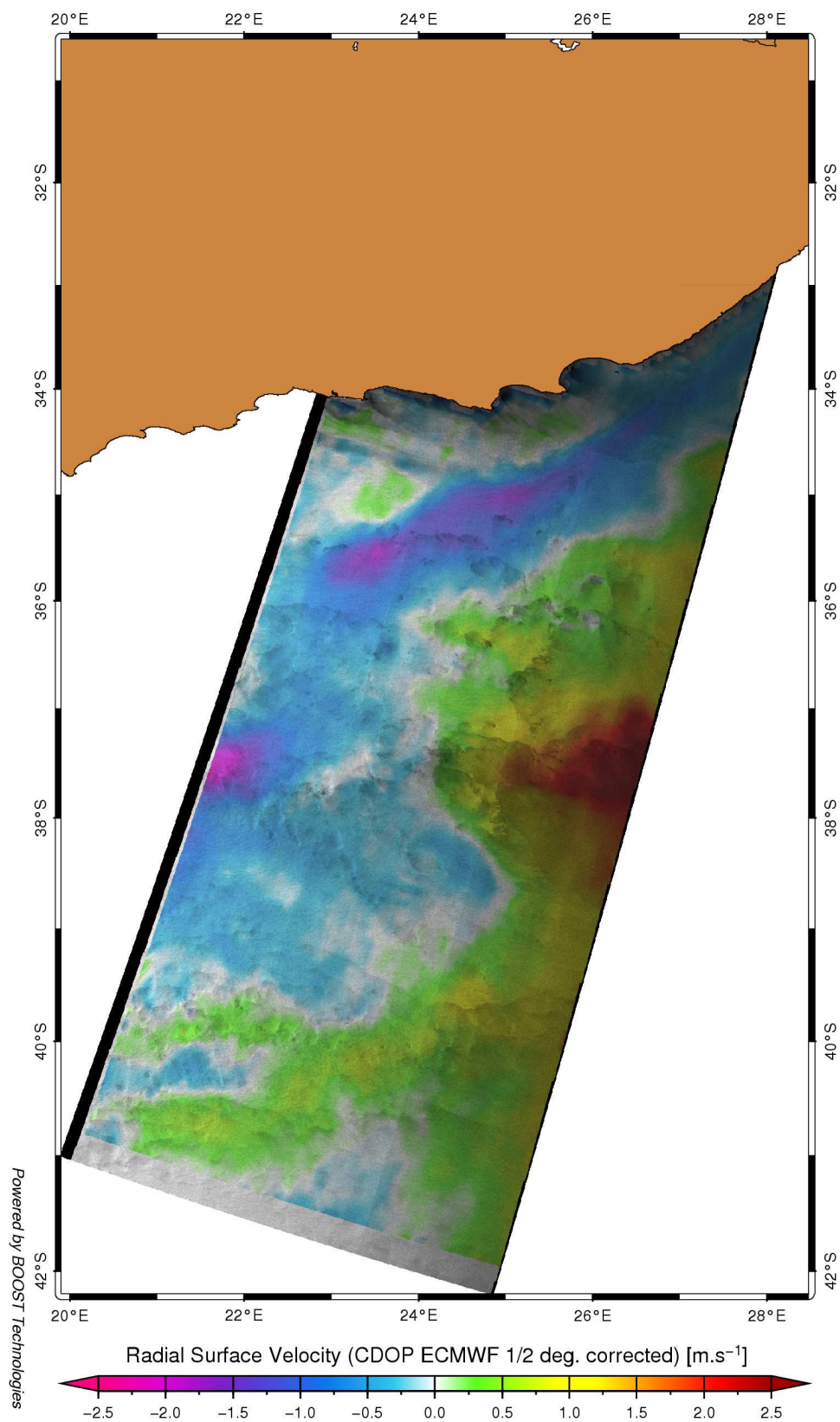


Figure 3.20 — Vitesses résiduelles de surface sur l'ensemble de la fauchée acquise le 11 août 2007 à 7 :37

Influence de la variation du courant sur l'interprétation géophysique de l'anomalie Doppler

La recherche de la signature de courant présente dans l'anomalie Doppler a jusqu'à présent été réalisée en supposant le courant constant sur la surface de calcul de l'anomalie Doppler. Les vitesses résiduelles obtenues présentent les caractéristiques de la composante radiale du courant de surface. Le chapitre 3 a mis l'accent sur les différences apparaissant dans cette restitution du courant avec l'angle d'incidence. Ce chapitre a également mis en avant les capacités du SAR à restituer la structure et l'intensité des champs de courant radiaux sur des surfaces océaniques de l'ordre de $400 \text{ km} \times 400 \text{ km}$.

La déduction des champs de courant, même radial, sur une surface de l'ordre de $400 \text{ km} \times 400 \text{ km}$ est une application très attendue pour des objectifs de suivi de pollution sur une zone donnée ou pour aider la navigation dans des passages difficiles. Malheureusement les endroits où ces applications sont les plus demandées sont également ceux où l'intensité des courants varie sur la surface de calcul de l'anomalie Doppler. En conséquence l'hypothèse de séparation de la composante du courant et de l'état de mer ne peut non plus être conservée pour restituer la composante du courant en ces endroits. La partie suivante analyse quelques une de ces situations pour tenter de mieux interpréter les vitesses de surface lorsque le courant varie sur la surface d'estimation de la fréquence Doppler.

Cette analyse nécessite de se placer sur une zone où les courants de surface sont connus et où des systèmes de mesure sont disponibles. La partie suivante s'est concentrée sur les images disponibles en mer d'Iroise. Les courants sur cette zone résultent principalement de l'action de la marée dont les courants de surface sont modélisables au moyen, par exemple du logiciel MARS2D (cf. § 1.1.3). De plus, un dispositif de radar HF y est installé qui permet de confronter les différentes données de courant (cf. § 1.1.2).

Le mode d'acquisition adéquat de l'ASAR pour couvrir la mer d'Iroise est le mode IMS (cf. § 1.2.3) qui recouvre des surfaces de l'ordre de $56\text{-}100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. La fréquence Doppler centroïde estimée de ces images est issue d'un traitement propre à ce mode. Dans la première partie, nous décrivons la méthode employée pour obtenir les anomalies Doppler. La deuxième partie est consacrée à la description de la mer d'Iroise et aux premières comparaisons entre les vitesses de surface du SAR et les vitesses de courant de référence : mesures HF et modélisation

MARS2D. La dernière partie est dédiée à l'interprétation de la composante de l'état de mer corrélée au vent pour améliorer l'interprétation des vitesses de surface de ces différentes acquisitions.

4.1 Calcul de l'anomalie Doppler sur les acquisitions IMS

Contrairement aux modes vague et WSM, le mode IMS n'inclut pas l'information de fréquence Doppler aux acquisitions. Néanmoins, comme les données de ces images sont complexes, il est possible de calculer les fréquences Doppler en s'appuyant sur la méthode de Madsen (cf. § 1.2.2, [44]). Les résolutions obtenues sont celles que nous imposons pour effectuer les estimations de la fréquence Doppler sur l'acquisition. Elles correspondent à un compromis entre le bruit obtenu sur la fréquence Doppler et la résolution recherchée. La surface correspond à un découpage de l'image de 128 pixels dans la direction radiale et pour un nombre de pixels identiques dans la direction azimutale multiplié par le rapport d'aspect de l'image. Ces considérations permettent d'obtenir une estimation Doppler sur des surfaces de l'ordre de $(1600-2500 \text{ m}) \times (1600-2500 \text{ m})$ dépendantes de l'angle d'incidence. Ces estimations sont réalisées tous les 64 pixels ce qui permet d'obtenir une résolution de $(800-1300 \text{ m}) \times (800-1300 \text{ m})$ en fonction des angles d'incidence.

Une fois les fréquences Doppler estimées, il reste à déterminer les fréquences Doppler liées aux mouvements de la plate-forme par rapport à la terre pour calculer l'anomalie Doppler. Il n'est pas possible d'utiliser les prédictions de fréquences Doppler liées au propagateur d'orbite. En effet, ces prédictions ne prennent pas en compte les variations le long de l'axe radial sur des échelles inférieures à la centaine de kilomètres. Ils ne peuvent alors rendre la variation de la fréquence Doppler avec l'angle d'incidence comme présenté sur la figure 4.2. De même, nous devons obtenir une référence d'anomalie Doppler nulle afin de recalibrer les anomalies Doppler obtenues. Nous nous retrouvons ainsi avec des problématiques similaires à celles présentées dans la partie 3.1.2. Nous présentons dans la suite, la méthodologie employée sur les acquisitions IMS pour évaluer l'anomalie Doppler et ôter les composantes instrumentales également présentes pour ce mode.

4.1.1 De la fréquence à l'anomalie Doppler pour les acquisitions IMS

Le schéma 4.1 décrit les étapes suivies pour le calcul de l'anomalie Doppler à partir des estimations de fréquence Doppler. La première étape consiste à déterminer les fréquences Doppler liées aux mouvements de la plate-forme par rapport à la terre. Nous supposons qu'elles correspondent aux moyennes dans la direction azimutale des fréquences Doppler estimées. Ce résultat découle de la méthode mise au point dans la partie 3.1.2. Celle-ci nous a en effet montré que l'utilisation des moyennes dans la direction azimutale des anomalies Doppler permettait de corriger les anomalies Doppler efficacement. Il reste néanmoins à obtenir une référence pour les anomalies Doppler nulles.

La figure 4.2 permet de visualiser les différentes informations nécessaires au calcul de l'anomalie Doppler. Les croix bleues représentent les fréquences Doppler estimées au-dessus de la mer, les rouges celles au-dessus de la terre et les noires celles situées sur l'estran pour l'acquisition IMS datée du 25 août 2005 à 21h58 au dessus de la mer d'Iroise. Les courbes noires indiquent les moyennes dans la direction azimutale au dessus de la terre et de la mer. La moyenne au-dessus de la mer est utilisée pour représenter la fréquence Doppler moyenne due au mouvement de la plate-forme par rapport à la terre. Afin de rendre cette moyenne

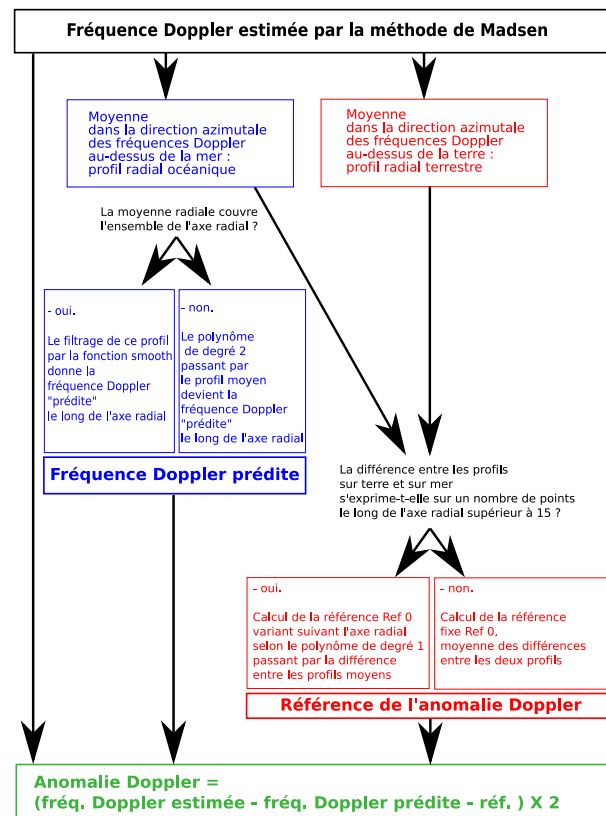


Figure 4.1 — Méthode suivie pour obtenir les anomalies Doppler des acquisitions IMS.

la plus régulière, nous la lissons. Lorsque le profil n'est pas défini sur l'ensemble de l'axe radial, nous recourons à un polynôme de degré 2, plus adapté à restituer la forme de la variation des fréquences Doppler. Le profil obtenu définit alors la fréquence Doppler prédite. La différence entre les fréquences estimées et les fréquences Doppler prédites représente les anomalies Doppler.

La technique décrite précédemment s'appuie exclusivement sur les fréquences Doppler estimées au-dessus de l'océan sur l'image. Les anomalies Doppler obtenues sont relatives, elles n'ont pas de référence. La propriété de stationnarité des anomalies Doppler au-dessus de la terre est utilisée pour obtenir cette référence. Nous utilisons pour cela le profil calculé au-dessus de la terre et plus particulièrement la différence entre les profils radiaux au-dessus de la terre et au-dessus de la mer. Cette différence sert de référence pour les anomalies Doppler précédemment calculées.

Afin de restituer au mieux les propriétés de l'anomalie Doppler, la référence doit être obtenue tout au long de l'axe radial. La figure 4.2 montre la difficulté d'estimer cette différence tout au long de l'axe radial. En effet, il n'existe pas toujours de la terre sur l'ensemble de cet axe en particulier pour des acquisitions au-dessus de la mer d'Iroise. Dans le schéma 4.1, nous présentons une technique basée sur un seuil arbitraire : lorsqu'il est possible d'estimer la différence entre les profils radiaux de terre et de mer sur un nombre de points supérieur à 15, nous utilisons un polynôme de degré 1 pour évaluer la référence des anomalies Doppler le long de l'axe radial. Nous choisissons le polynôme d'ordre 1 car il est le plus simple pour évaluer la différence entre les profils. Une meilleure connaissance des processus de rétrodiffusion permettrait de choisir un polynôme plus adapté.

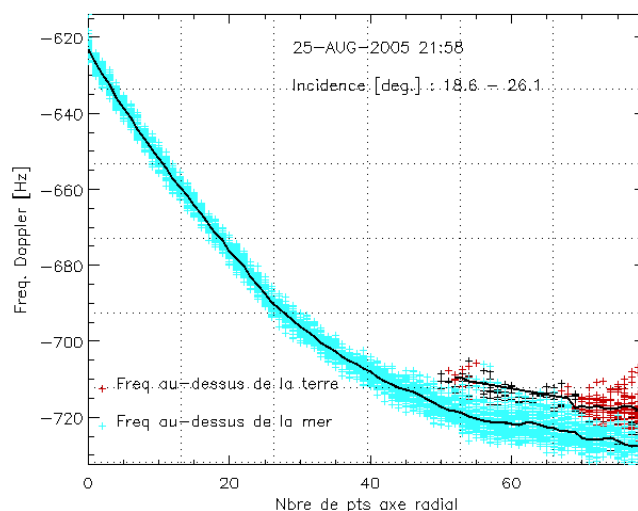


Figure 4.2 — Fréquences Doppler estimées par la méthode de Madsen en fonction de la direction radiale : en bleu, celles au-dessus de la mer ; en rouge, celles au-dessus de la terre. Les courbes noires correspondent aux moyennes de ces estimations au-dessus de ces deux milieux.

Les différences entre les profils radiaux terrestres et océaniques ont des variations d'un bout à l'autre de l'image pouvant atteindre 15 Hz comme pour l'acquisition du 22 août 2005 à 10h34. Pour d'autres cas, les variations le long de l'axe radial sont moins prononcées. L'acquisition du 5 octobre 2005 à 21h58 présente une différence de l'ordre de 6 Hz. Lorsque la différence entre les profils radiaux de terre et de mer ne peut être faite sur un nombre de points supérieur à 15, nous utilisons la moyenne de cette différence comme référence fixe le long de la direction radiale. Cette dernière étape introduit potentiellement une mauvaise référence pour l'anomalie Doppler, cependant nous avons préféré disposer d'un nombre d'acquisitions plus important même si l'anomalie Doppler comporte un biais de l'ordre de 10 Hz. Ainsi les acquisitions du 25 août à 21h58, du 16 septembre, du 2 octobre et du 3 novembre se basent sur des références constantes dans la direction radiale.

La dernière étape, représentée dans le schéma 4.1 par le rectangle vert en bas récapitule les étapes effectuées pour obtenir l'anomalie Doppler. Elle indique en fin de traitement une multiplication par 2 des anomalies Doppler. La partie suivante explique la provenance de ce facteur 2 et plus particulièrement les spécificités de l'anomalie Doppler calculée à partir des images IMS.

4.1.2 Spécificité de l'anomalie Doppler des acquisitions IMS

Importance du moment d'estimation de la fréquence Doppler dans le traitement du signal SAR

Le traitement du signal SAR comporte plusieurs étapes. La dernière d'entre elles est l'ouverture synthétique, présentée dans la section 1.2.2. Cette opération implique l'utilisation de la fréquence Doppler et la modification de cette fréquence pour améliorer la résolution de l'image. Pour le mode IMS, nous effectuons l'estimation de la fréquence Doppler après l'ouverture synthétique contrairement aux modes WSM et au mode vague. La fréquence

Doppler f_m que nous estimons est alors la moyenne entre la fréquence Doppler recherchée f_{DC} et la fréquence Doppler prédite par le processeur f_p .

$$f_m = \frac{f_{DC} + f_p}{2} \quad (4.1)$$

Nous cherchons à accéder à la fréquence Doppler f_{DC} pour calculer l'anomalie Doppler dans des conditions similaires aux précédents modes. L'anomalie Doppler A_{DC} , calculée dans la partie 4.1, s'exprime comme la différence entre la fréquence Doppler f_{DC} et la fréquence Doppler prédite f_{DP} décrite par l'équation 1.31 qui est reprise ici.

$$A_{DC} = f_{DC} - f_{DP} \quad (4.2)$$

Les équations 4.1 et 1.31 aboutissent à l'équation suivante :

$$A_{DC} = 2f_m - f_p - f_{DP} \quad (4.3)$$

Les fréquences f_p et f_{DP} sont théoriquement très proches. En effet, l'une comme l'autre tentent de modéliser le plus simplement possible la variation due au mouvement de l'antenne des fréquences Doppler f_{DC} en fonction de l'incidence. Nous faisons, dans la suite, l'hypothèse que ces deux valeurs sont identiques. Nous obtenons alors l'équation 4.4.

$$A_{DC} = 2(f_m - f_{DP}) \quad (4.4)$$

Cette dernière équation justifie la dernière étape présentée dans le schéma 4.1. Elle résulte uniquement du moment auquel est estimée la fréquence Doppler. Ce traitement réalisé, nous vérifions la répartition spatiale des anomalies Doppler et nous constatons la présence d'une variation régulière des anomalies Doppler dans la direction azimutale. Le traitement de ce dernier effet est présenté dans la partie suivante.

Filtrage des anomalies Doppler dans la direction azimutale

Sur la carte (a) de la figure 4.3, la représentation des anomalies Doppler, déduite de la méthode présentée sur le schéma 4.1, fait apparaître des variations très régulières dans la direction azimutale. Ces variations ne sont pas géophysiques car elles sont observées quelles que soient les intensités d'anomalies Doppler observées. De plus, elles ne peuvent être causées par la méthode choisie pour estimer les anomalies Doppler parce que les traitements faits sont constants dans la direction azimutale. Nous supposons donc qu'elles résultent du traitement fait en amont sur le signal.

Afin d'ôter cette variation régulière des anomalies Doppler, nous avons développé un algorithme de filtrage. Celui-ci dépend de la configuration du mode IMS. Comme présenté dans la partie 1.2.3, ce mode se décline selon 5 sous-fauchées. Pour chacune de ces configurations, nous avons identifié dans le domaine spectral une fréquence présentant un niveau d'énergie élevé et identique sur les spectres d'une même sous-fauchée. Une fois cette signature énergétique soustraite du spectre et remplacée par l'énergie moyenne des fréquences adjacentes, nous recomposons l'image et obtenons la carte (b) de la figure 4.3. La variation le long de la direction azimutale a disparu. Nous en concluons que le filtrage est adapté pour corriger cette variation. Il est par la suite systématiquement appliqué.

Les différentes étapes présentées dans cette partie nous permettent d'accéder à l'anomalie Doppler dans des conditions similaires aux deux précédents chapitres. L'accent est dans la suite porté sur l'interprétation géophysique de cette information.

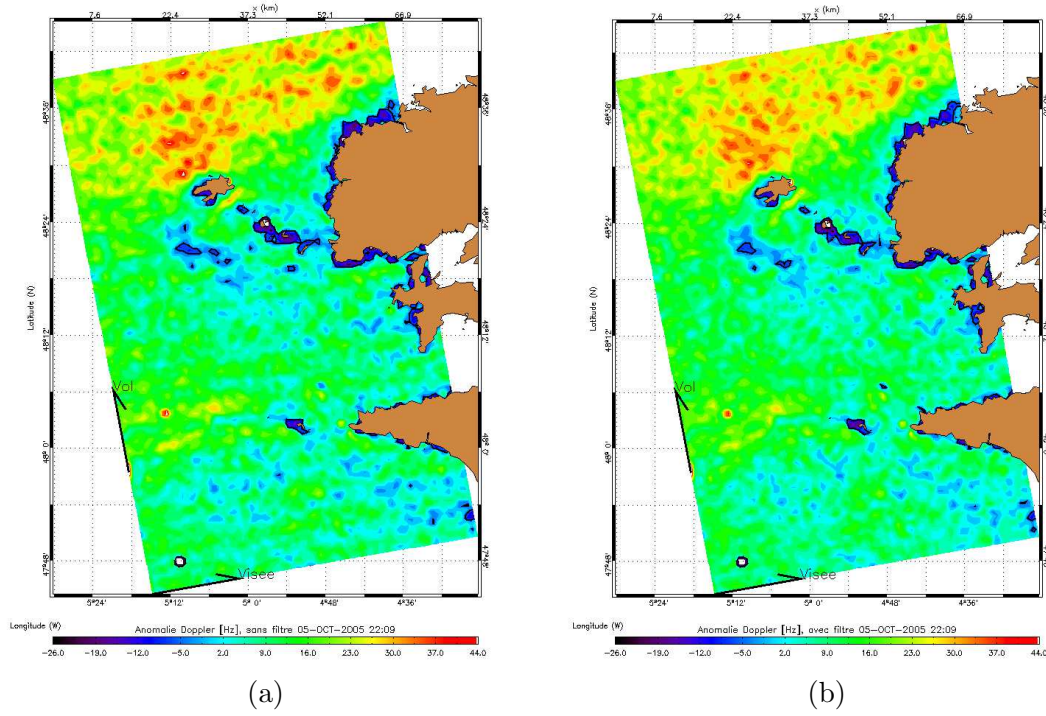


Figure 4.3 — Champs d’anomalie Doppler pour l’acquisition IMS du 5 octobre 2005 : (a) variations de l’anomalie Doppler le long de l’axe azimuthal; (b) application de l’algorithme de filtrage.

4.2 Les vitesses SAR en mer d’Iroise

La mer d’Iroise présente deux caractéristiques de courants de surface bien distinctes des deux précédentes études. La première réside dans les fortes intensités qui y sont observées et mesurées. Le courant y varie de 0 à 3 m/s sur des surfaces de l’ordre de $800 \text{ m} \times 1 \text{ km}$ par exemple dans le passage du Fromveur. Nous faisons jusqu’à présent l’hypothèse que le courant est constant sur la surface d’estimation de la fréquence Doppler. Cette hypothèse n’est plus vérifiée partout. De plus, il est possible que de nouvelles contributions à l’anomalie Doppler s’ajoutent à celles des vagues de vent et à celles du courant, comme la houle ou les interactions entre le courant et les vagues.

La seconde caractéristique concerne les intensités du courant. Jusqu’à présent, les mesures de courant de référence dont nous disposions, restaient inférieures à 2 m/s. Par exemple, pour un vent de 7 m/s en configuration downwind et un courant de 0,7 m/s s’écoulant dans la direction de visée, ces intensités impliquaient une contribution du courant à l’anomalie Doppler de 20 % pour un angle d’incidence de 16° (cf. figure 3.15). En se plaçant à des intensités de courant plus fortes, la part relative du courant s’accroît. Pour une intensité de courant radial de 2 m/s, cette contribution atteint 43 % à 16° et jusque 75 % pour un angle d’incidence de 35° . Ces chiffres font néanmoins l’hypothèse que le courant et l’état de mer peuvent être séparées.

Compte tenu de ces deux caractéristiques, nous effectuons les comparaisons directement entre les vitesses de surface SAR et les vitesses radiales des courants de référence.

Dans une première partie, nous présentons les caractéristiques du courant en mer d’Iroise au moyen des mesures HF et des sorties du modèles MARS2D. Dans une deuxième partie,

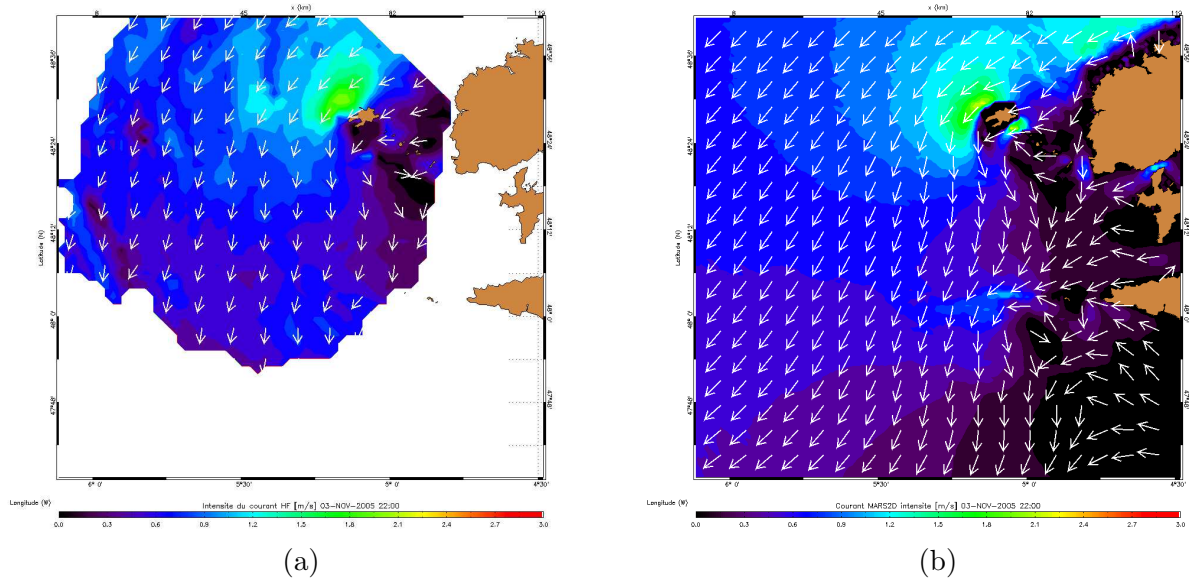


Figure 4.4 — Courants en mer d'Iroise à la date du 3 novembre 2005 à 21h58 correspondant à une marée de cycle PM+5,5 coefficient de 90 : (a) vitesses HF à 22h00, (b) vitesses issues du modèle MARS2D

nous comparons les vitesses de surface du SAR avec les courants de référence projetés dans la direction radiale et colocalisés aux vitesses SAR pour les 7 acquisitions. Une dernière partie montre les différentes caractéristiques de vent pour ces acquisitions.

4.2.1 Les courants de surface en mer d'Iroise

Les courants en mer d'Iroise sont principalement la conséquence de la marée qui est de type semi-diurne sur les côtes françaises : un cycle de marée se répète toutes les 12,42 h. À chaque heure du cycle de marée correspondent des courants. Ces courants atteignent régulièrement des valeurs de 3 m/s au passage du Fromveur et sont dangereux pour la navigation maritime. Les atlas de courant établis par le SHOM donnent pour chaque heure du cycle de marée les principales composantes du courant. Les cartes correspondant à certains de ces cycles sont représentés en annexe E. Ces atlas sont eux même issus d'une modélisation des courants de marée.

Les références de courant que nous utilisons ici proviennent principalement de deux sources : le modèle de marée MARS2D et des mesures HF. Le fonctionnement des radars HF est décrit dans la partie 1.1.2. La couverture géographique de ces radars HF atteint quelques milliers de km² pour une résolution spatiale de 2 km par 2 km. La mesure HF présente l'avantage d'une mesure continue temporellement. Les temps d'intégration de 8,5 minutes sont effectués quelles que soient les conditions météorologiques de jour comme de nuit. Par ailleurs, la profondeur de la mesure y est évaluée à 0,96 m [14]. Ce système de mesure est sensible aux interférences avec les îles et n'est pas adapté pour suivre les variations du courant dans le passage du Fromveur [14]. Nous observons cet inconvénient sur la figure 4.2.1 : le courant du Fromveur n'est pas restitué sur la carte (a) tandis qu'un courant d'une forte intensité est modélisé par MARS2D sur la carte (b).

Les courants de marée modélisés par MARS2D présentés dans la partie 1.1.3 ont

Date	Mode	Angles d'incidence [deg.]	Cycle de la marée au port du Conquet	coefficient de marée
22 août 2005 10h32	IS4	30,9 à 36,1	PM+5h	109
25 août 2005 10h37	IS3	25,8 à 31,1	PM+3h	70
25 août 2005 21h58	IS2	18,6 à 26,1	PM+2h	66
16 septembre 2005 22h07	IS4	30,8 à 36,1	PM-5h	88
2 octobre 2005 22h04	IS3	25,7 à 31,1	PM-6h	82
5 octobre 2005 21h58	IS5	35,6 à 39,2	PM+5h	90
3 novembre 2005 21h58	IS2	18,6 à 26,1	PM+5,5h	90

Tableau 4.1 — Caractéristiques de la marée pour chacune des images sélectionnées.

une couverture géographique sur l'ensemble de la mer d'Iroise pour une résolution de $1,18 \text{ km} \times 0,7 \text{ km}$. Cette modélisation implique de considérer les courants de marée comme uniformes sur la colonne d'eau. Les hypothèses faites pour résoudre les équations hydrodynamiques pourraient également introduire des imprécisions sur les courants. Face à ces limitations, le recourt à une mesure alternative permettrait de compléter les informations de courant, voire d'améliorer l'interprétation de la mesure ou de la modélisation.

Ces caractéristiques de courants établies, nous analysons dans la suite les vitesses de courant SAR à partir de ces différentes informations et des particularités de chacune de images.

4.2.2 Comparaisons des vitesses SAR avec les mesures de courant en mer d'Iroise

Nous disposons sur la mer d'Iroise de 22 acquisitions en mode IMS de l'ASAR. Ces acquisitions ont été réalisées dans le cadre de la campagne SURLITOP. Toutes ne sont malheureusement pas exploitables. En effet, il faut un minimum de vent et de courant à la surface pour permettre le calcul des anomalies Doppler. De plus, nous nous intéressons ici à des cas où le courant est supérieur à 1 m/s . Nous avons donc sélectionné sur les 22 acquisitions 7 correspondant à des courants supérieurs à 1 m/s et des vents de surface suffisamment forts (supérieurs à 5 m/s) pour permettre la rétrodiffusion du signal.

Dans cette partie, nous comparons les vitesses de surface du SAR avec les courants de référence des mesures HF et des sorties du modèle MARS2D, projetées dans l'axe radial. Le tableau 4.1 présente les caractéristiques de la marée pour les 7 acquisitions sélectionnées. Elles correspondent toutes à de fortes valeurs de courant comme le montrent les cartes correspondantes de l'annexe E.

Nous avons vu que la contribution du courant dépend de l'angle d'incidence et de l'intensité du vent soufflant en surface. Les vitesses de surface des acquisitions dont les angles d'incidence sont les plus forts (5 octobre (35 à 39°), 22 août et 16 septembre (31 à 36°)) comportent à priori une information de courant plus importante.

Afin de comparer de façon plus concrète les vitesses de surface à des mesures de courant, nous interpolons les vitesses HF et MARS2D à la grille des vitesses SAR. Puis, nous projetons les vitesses HF et MARS2D dans la direction radiale du radar. Nous utilisons alors 4 paramètres pour comparer les vitesses les unes aux autres : l'erreur quadratique moyenne notée RMSE, le coefficient de corrélation, le coefficient directeur de la droite passant par les

Date	RMSE	coefficient de corrélation	coefficient directeur	Position en 0
22 août 2005 10h32	0,36	0,64	0,38	-0,2
25 août 2005 10h37	0,33	0,60	1,67	-1,4
25 août 2005 21h58	0,27	0,39	0,76	1,3
16 septembre 2005 22h07	0,31	0,69	0,91	-0,1
2 octobre 2005 22h04	0,26	0,63	0,57	-0,1
5 octobre 2005 21h58	0,28	0,77	0,74	-0,5
3 novembre 2005 21h58	0,34	0,45	0,44	1,4

Tableau 4.2 — Tableau incluant les différents paramètres des comparaisons entre les vitesses SAR et les vitesses radiales HF pour les 7 images sélectionnées.

points et la coordonnée à l'origine de cette droite. Les deux parties suivantes présentent les résultats obtenus entre les vitesses SAR et les mesures HF puis les vitesses SAR et les mesures MARS2D.

Comparaisons avec les mesures HF

Les comparaisons des vitesses de surface sont réalisées sur les 7 acquisitions présentées dans le tableau 4.1. Les résultats de ces comparaisons sont indiqués dans le tableau 4.2.

Les vitesses SAR sont plutôt bien corrélées avec les courants radiaux des radars HF. Ces corrélations sont de l'ordre de 0,65 sauf pour trois d'entre elles (datées des 25 août (à 10h37 et 21h58) et 3 novembre). Nous constatons, par ailleurs, que l'erreur quadratique moyenne reste de l'ordre de celle des deux précédentes études soit 0,3 m/s pour toutes les acquisitions.

Pour les trois acquisitions ayant une corrélation plus faible, l'ordonnée à l'origine présente des valeurs extrêmes. Deux de ces trois acquisitions (celles du 25 août) correspondent à des situations où les courants de marées sont faibles sur l'image sauf en quelques zones où leur intensité atteint 1 m/s. Ces faibles valeurs de courant radial explique pourquoi la corrélation est faible. Si le courant est faible, nous pouvons nous attendre à ce que le courant ait une contribution négligeable : nous nous retrouvons alors dans une situation comparable au chapitre 3. Pour ces acquisitions, il serait intéressant de connaître l'information de vent et comparer les résultats de la fonction « CDOP » aux vitesses SAR obtenues.

Les quatre autres acquisitions, datées du 22 août, du 16 septembre, du 2 et du 5 octobre, ont des coefficients de corrélation supérieurs à 0,63. Pour ces acquisitions, les angles d'incidence sont supérieurs à 25°. Les vitesses de surface SAR correspondent majoritairement à une information de courant radial. Le coefficient directeur de la droite de régression linéaire entre les vitesses SAR et le courant radial de référence présente néanmoins des variations pour ces quatre images. Ils sont inférieurs à 1 et ont des ordonnées à l'origine inférieures en valeur absolue à 1. Les vitesses déduites des acquisitions du 5 octobre et du 16 septembre semblent particulièrement bien restituer les valeurs de courant radial. En effet, nous y observons des coefficients directeurs de respectivement 0,74 et 0,91 pour des positions autour de zéro quasiment identiques pour les vitesses SAR et les vitesses radiales HF.

La comparaison des vitesses SAR avec les courants radiaux fournis par les radars HF présente pour 4 des 7 acquisitions sélectionnées une corrélation évidente conduisant à interpréter directement les vitesses de surface SAR en courant radial. Néanmoins, nous remar-

Date	RMSE	coefficient de corrélation	coefficient directeur	Position en 0
22 août 2005 10h32	0,33	0,68	0,43	-0,2
25 août 2005 10h37	0,32	0,59	1,23	-1,7
25 août 2005 21h58	0,25	0,50	1,22	1,3
16 septembre 2005 22h07	0,30	0,72	1,23	-0,2
2 octobre 2005 22h04	0,25	0,67	0,59	-0,1
5 octobre 2005 21h58	0,25	0,82	0,76	-0,5
3 novembre 2005 21h58	0,35	0,43	0,42	1,4

Tableau 4.3 — Idem au tableau 4.2 pour les comparaisons entre les vitesses SAR et les vitesses radiales issues du modèle MARS2D.

quons également que pour 3 d'entre elles, cette interprétation directe ne peut être faite. Pour ces 3 acquisitions, il manque une connaissance plus large des conditions géophysiques (vent, houle) pour interpréter les vitesses SAR obtenues.

Cette première comparaison présente des résultats encourageant pour l'interprétation des vitesses de surface. Les mesures HF sont susceptibles d'être corrompues par des interférences du signal avec des bateaux par exemple. Les comparaisons avec les sorties du modèle MARS2D vont nous permettre d'obtenir une seconde référence pour ces comparaisons de vitesses.

Comparaisons avec les sorties MARS2D

Les résultats des comparaisons entre vitesses SAR et vitesses MARS2D dans la direction radiale sont présentés dans le tableau 4.3 suivant. Les figures dont sont extraits ces résultats, sont reproduites en annexe F.

Les erreurs quadratiques moyennes présentes dans ce tableau sont du même ordre de grandeur que précédemment, soit 0,3 m/s. Nous retrouvons également les deux catégories d'images définies dans la partie précédente. Une première catégorie se distingue par des coefficients de corrélation supérieurs à 0, 67 (22 août, 16 septembre, 2 octobre et 5 octobre) et la seconde par des coefficients de corrélation inférieur à 0, 59 et des positions en 0 supérieures en valeur absolue à 1 m/s.

Parmi la catégorie des acquisitions ayant un coefficient de corrélation supérieur à 0,63, nous illustrons ici la répartition spatiale des vitesses SAR sur l'acquisition du 5 octobre 2005 à 21h58 et la comparons avec les vitesses radiales HF et MARS2D. La répartition des différentes composantes présentées ici se retrouvent en annexe F. Pour cette configuration de la marée (PM+5, coefficient de 90), le courant a une trajectoire représentée par des flèches blanches sur les cartes (a) et (b) de la figure 4.5.

Les trois cartes présentées sur la figure 4.5 montrent, clairement, même à partir de la composante radiale, la trajectoire du courant autour de l'île d'Ouessant. Axés dans la direction nord-ouest, les courants changent de direction au sud d'Ouessant. Les champs issus des radars HF et de MARS2D diffèrent au passage du Fromveur. Comme nous l'avons indiqué, les radars HF ne sont pas adaptés pour résoudre les courants sur ce passage trop étroit. La répartition spatiale de la composante radiale des vitesses SAR est en accord avec celles des deux références de courant radial. Nous observons néanmoins un décalage moyen évalué à 0,5 m/s sur cette image. De plus, le coefficient directeur moyen calculé entre les vitesses

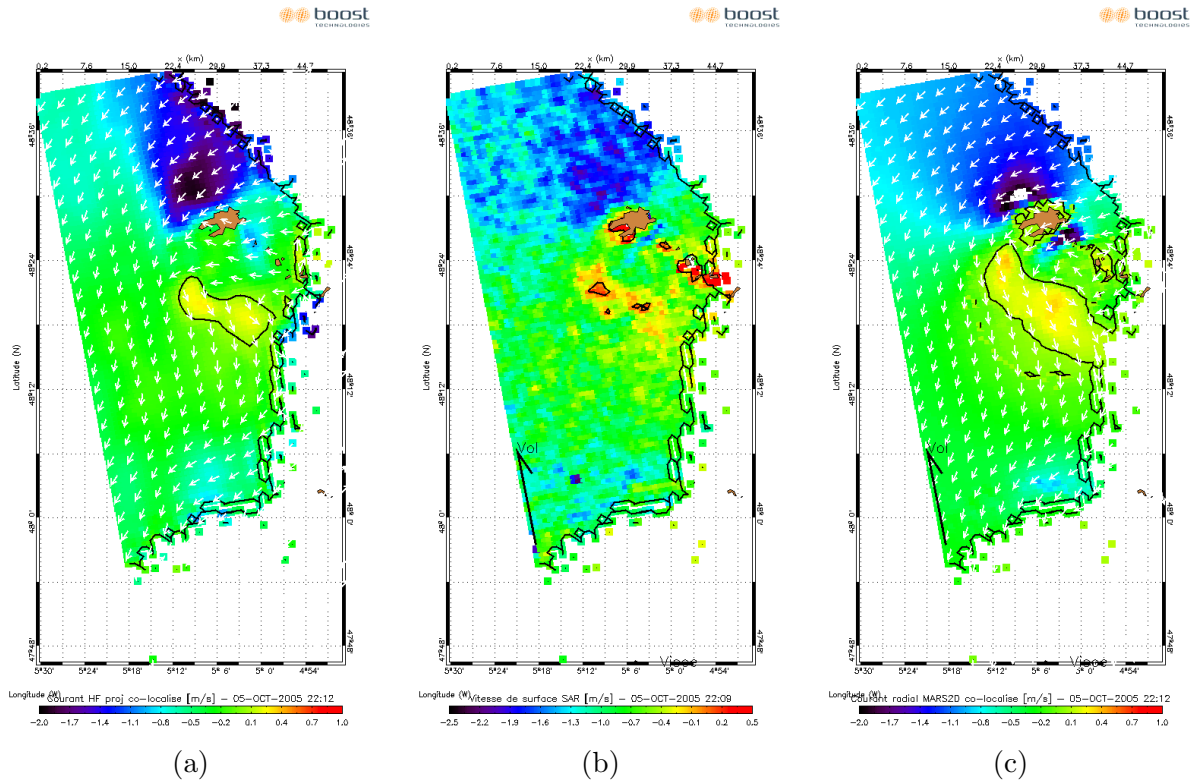


Figure 4.5 — Représentations géographiques des courants radiaux pour l'acquisition du 5 octobre 2005 à 21h58 (a) radar HF, (b) SAR et (c) MARS2D.

SAR et les courants radiaux de référence atteint 0,75 indiquant ainsi que les vitesses SAR sous-estiment les courants radiaux de surface.

Les comparaisons de ces 7 images au niveau de la mer d'Iroise témoignent de différentes interprétations des vitesses SAR. Les erreurs quadratiques moyennes sont de l'ordre de 0,3 m/s quelles que soient les acquisitions. Néanmoins, nous dégagons à partir des divers paramètres (coefficient directeur, positions en 0) deux catégories de vitesses SAR. La première correspond à 4 des 7 acquisitions. Nous y observons un coefficient de corrélation supérieur à 0,60 et des positions en 0 inférieures en valeur absolue à 1 m/s. Pour cette catégorie, la structure spatiale de la composante radiale est retrouvée par les vitesses SAR. Cependant les paramètres tels le coefficient directeur ou le décalage moyen nous indique que la vitesse de surface SAR inclut une composante supplémentaire à la composante radiale du courant. La seconde catégorie a des coefficients de corrélation faible pour un décalage des positions par rapport au zéro supérieure en valeur absolue à 1 m/s. Chacun de ces cas correspond à des situations météorologiques et océanographiques différentes. La partie suivante s'appuie sur les données de vent disponibles pour améliorer l'interprétation des vitesses de surface SAR.

4.3 Influence de l'état de mer sur les vitesses de surface SAR

Les vitesses SAR et les courants de référence présentent des coefficients de corrélation moyens de 0,6. Cependant, la régression linéaire établie entre les vitesses de surface SAR et le courant radial possède des caractéristiques, coefficient directeur et position à l'origine, propres à chaque image. Nous faisons dans cette partie appel à des données de vent pour

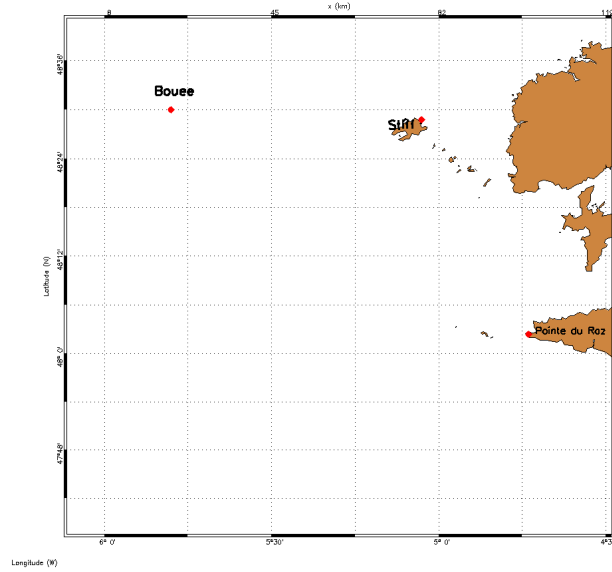


Figure 4.6 — Position des différentes mesures de vent.

mieux interpréter ces caractéristiques. Les informations de vent se sont en effet révélées indispensables, dans les deux précédents chapitres, pour évaluer la composante de l'état de mer corrélée au vent.

Les données de vent à 10 m que nous utilisons proviennent des mesures météorologiques faites par les mesures du réseau SYNOP ([48]) et de la bouée 62052 de Météo France située au large de la Bretagne. Nous utilisons ici les informations météorologiques de ce réseau pour le phare du Stiff de l'île d'Ouessant et le phare de la pointe du Raz à partir des mesures temporelles les plus proches de celles de l'acquisition. La carte 4.6 permet de visualiser géographiquement par un point rouge chacune des positions de ces données. Les données météorologiques fournies par la bouée ont une couverture temporelle incomplète. Nous indiquons dans le tableau 4.4, les informations les plus proches de l'image.

Le tableau 4.4 présente les données de vent pour chacune des acquisitions obtenues. Les angles indiquent la direction à partir de laquelle le vent souffle. L'origine de cette direction est prise au nord et les angles sont comptés positivement dans le sens horaire (convention météorologique). Nous avons également indiqué la direction de vol du satellite selon les mêmes conventions, excepté que l'angle indique la direction vers laquelle se déplace le satellite. Les deux premières images correspondent à des vols du satellite en trace descendante et les 5 dernières en trace montante.

Les données de vent recueillies en ces trois points de mesure sont majoritairement en accord entre elles. Il existe des variations à l'échelle de l'image comme par exemple pour le cas du 22 août 2005. Pour ce cas, le vent change de cap et tourne vers l'est au sud de la pointe de Crozon. Nous pourrions accéder à ces variations spatiales en utilisant des analyses de vent produites grâce au modèle de vent du type ECMWF ou NCEP. Les analyses de ces modèles produisent au mieux des champs de vent toutes les 3 heures. Nous avons choisi de rester ici au plus près possible de la mesure temporelle.

La contribution de l'état de mer telle que nous l'avons jusqu'à présent considérée faisait

Date	Direction de vol [deg.]	Bouée 62052 [deg. ; m/s]	Stiff [deg. ; m/s]	Pointe du Raz [deg. ; m/s]
22 août 2005 10h32	-168	-	350 ; 6,7	270 ; 6,7
25 août 2005 10h37	-168	-	300 ; 8,9	300 ; 8,9
25 août 2005 21h58	-12	-	280 ; 8,4	280 ; 6,7
16 septembre 2005 22h07	-12	-	20 ; 6,7	30 ; 6,1
2 octobre 2005 22h04	-12	à 18h00 350 ; 7,5 à 9h00 le 3/10 60 ; 2,5	10 ; 6,7	10 ; 8,8
5 octobre 2005 21h58	-12	à 18h00 60 ; 4,4 à 3h00 le 6/10 60 ; 6,7	60 ; 5,3	50 ; 4,2
3 novembre 2005 21h58	-12	à 21h00 300 ; 9,2	300 ; 9,7	290 ; 8,9

Tableau 4.4 — Mesures du vent en trois positions colocalisées aux images en mode IMS.

l'hypothèse que le courant était constant sur la surface d'intégration. Cette hypothèse ne peut plus être maintenue ici car le courant varie fortement. Néanmoins, si nous supposons que le vent souffle de façon constante sur la zone de comparaison des mesures, nous pouvons faire l'hypothèse de l'existence d'une contribution moyenne de l'état de mer fonction des informations de vent. De plus, sur les surfaces colocalisées aux acquisitions SAR et aux mesures HF, l'angle d'incidence varie sur une gamme de variation de : de $1,4^\circ$ (22 août) à $6,7^\circ$ (25 août et 3 novembre). L'hypothèse d'effet d'état de mer constant sur l'ensemble de l'image est donc plus ou moins valable en fonction des acquisitions considérées. Elle dépend par ailleurs des angles d'incidence de l'image (plus l'incidence est faible et plus grande sera la différence d'effet dû à la variation d'incidence au sein de l'image) et de l'intensité du vent soufflant en surface. La contribution moyenne de l'état de mer, si elle existe transparaît dans le décalage entre les vitesses de surface SAR et les vitesses du courant de référence. Nous nous sommes donc intéressés au décalage apparaissant entre la droite de régression linéaire et l'ordonnée à l'origine. Nous avons inséré ce décalage moyen dans le tableau 4.5 accompagné des caractéristiques de vent moyen.

Lorsque le courant est supposé constant sur la surface d'estimation de la fréquence Doppler, la contribution de l'état de mer corrélé au vent en fonction de l'incidence est obtenue grâce à la fonction « CDOP » présentée dans le chapitre 3. Le tableau 4.5 met en parallèle la sortie de la fonction « CDOP » convertie en vitesse avec les décalages obtenus entre les vitesses SAR et les courants de référence par rapport à l'axe des ordonnées. Les paramètres d'entrée sont les paramètres moyens mesurés par les stations météo, excepté pour l'acquisition du 22 août 2005 où seule la mesure du phare du Stiff est prise en compte. De même, les décalages présentés ici sont une moyenne des résultats des comparaisons avec les mesures HF et les sorties MARS2D.

Nous observons, à partir du tableau 4.5 et de la figure 4.7, que lorsque le vent souffle à plus de 8 m/s, les deux décalages Doppler — celui issu de « CDOP » et celui mesuré par rapport au zéro — sont en accord. En effet, pour les trois cas où le vent a la plus forte intensité (les 25 août et 3 novembre), ces décalages sont dans des fourchettes similaires à $\pm 16\%$ du décalage mesuré.

Parmi ces trois cas, deux (ceux du 25 août) correspondent également à des courants très faibles sur l'ensemble de la zone de comparaison excepté au passage du Fromveur. Les vitesses de surface SAR vont majoritairement correspondre à l'impact de l'état de mer sur la surface observée. Nous nous retrouvons pour ces deux cas à des situations déjà entrevues dans le chapitre 3 et l'état de mer peut être obtenue au moyen de la fonction « CDOP ». Au niveau

Date	Angle d'incidence [deg.]	Dir. azimuthale du vent [deg.]	Intensité du vent [m/s]	Décalage avec CDOP [m/s]	Décalage mesuré [m/s]	Coef. dir.
22 août 2005 10h32	30,9 à 36,1	112	6,7	-0,48	-0,2	0,4
25 août 2005 10h37	25,8 à 31,1	162	8,9	-1,63	-1,55	1,4
25 août 2005 21h58	18,6 à 26,1	-22	8,4	1,53	1,30	1,0
16 septembre 2005 22h07	30,8 à 36,1	-126	6,7	-0,73	-0,15	1,1
2 octobre 2005 22h04	25,7 à 31,1	-112	7,8	-0,69	-0,1	0,6
5 octobre 2005 21h58	35,6 à 39,2	-155	4,7	-0,75	-0,5	0,7
3 novembre 2005 21h58	18,6 à 26,1	-42	9,7	1,27	1,37	0,4

Tableau 4.5 — Caractéristiques moyennes du vent et des comparaisons entre les vitesses SAR et les vitesses radiales de référence pour les 7 images sélectionnées.

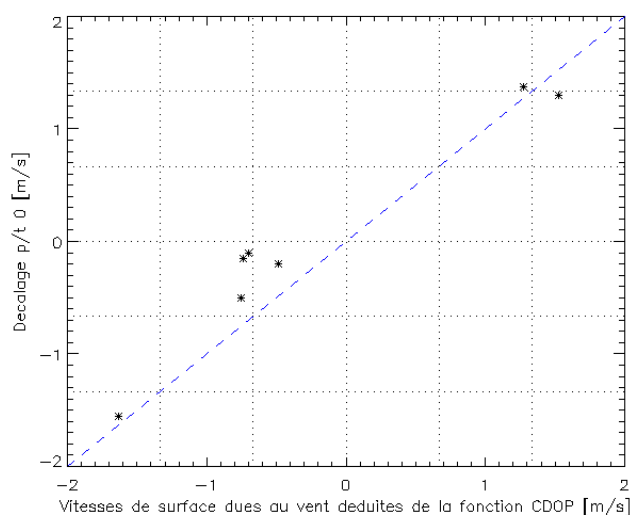


Figure 4.7 — Décalage moyen des vitesses SAR par rapport à l'axe horizontal en fonction de l'anomalie Doppler moyenne due au vent et déduite de la fonction « CDOP ».

du Fromveur, les vitesses résiduelles ont une intensité de l'ordre de 2,4 m/s qui correspond à celles présentées par les références. Pour ces deux cas, les vitesses SAR s'interprètent d'une façon similaire au chapitre 3.

Lorsque l'intensité du vent reste inférieure à 8 m/s, par exemple pour les acquisitions du 22 août, du 16 septembre du 2 et du 5 octobre, et que les courants de marée ne sont pas uniquement localisés au Fromveur, les décalages mesurés sont systématiquement inférieurs à ceux proposés par la fonction « CDOP » (figure 4.7 et tableau 4.5). La structure des courants radiaux de MARS2D et des radars HF est néanmoins retrouvée avec les vitesses SAR comme le montre les cartes de la figure 4.5.

Les intensités de vitesses SAR, même lorsque le biais dû à l'action du vent est appliqué, n'atteignent pas systématiquement la dynamique des courants radiaux de surface présentés par MARS2D ou les radars HF. En effet, nous constatons que les coefficients directeurs associés à chacune de ces comparaisons restent inférieurs à 1, excepté pour l'acquisition du 16 septembre 2005 à 22h07. Ce résultat pourrait être la conséquence d'autres phénomènes géophysiques présents en surface tels que la houle ou les interactions vent/courant. Nous

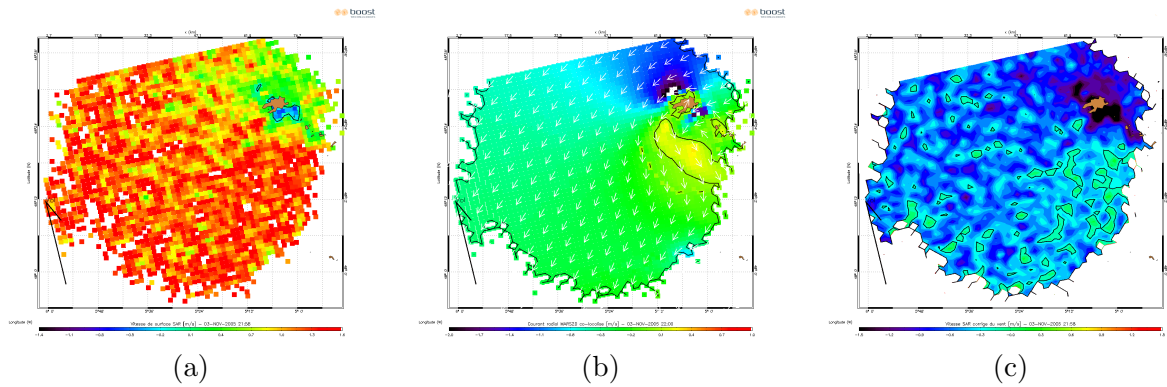


Figure 4.8 — Cartes des courants radiaux pour l'acquisition du 3 novembre 2005 à 21h58
(a) SAR, (b) MARS2D et (c) SAR + constante de $-1,38$ pour corriger l'effet du vent sur l'image.

remarquons d'ailleurs que l'acquisition du 16 septembre est associée à une houle très faible. Cette observation est également valable pour l'acquisition du 5 octobre 2005 à 22h10. Cependant, nous remarquons que le coefficient directeur pour cette acquisition est de l'ordre de 0,8. Ces constations restent des pistes pour expliquer les vitesses SAR obtenues et ne peuvent être utilisées ici par manque de données supplémentaires sur la houle et les interactions vague/courant.

Les acquisitions que nous avons étudiées dans cette partie présentaient des caractéristiques bien différentes suivant les caractéristiques de vent, deux catégories se distinguent toutefois. Une première, associée aux acquisitions du 25 août 2005 (l'acquisition du 3 novembre est volontairement mis écartée de cette catégorie) correspond à une situation où les courants de marée sont forts au passage du Fromveur (2,5 m/s) et nuls ailleurs. Pour ces images, l'intensité du vent dépasse 8 m/s. Les vitesses de surface associées à ces images sont alors associées à un impact direct de l'état de mer lié au vent sur la surface. Nous vérifions d'ailleurs sur cette classe d'images que la fonction « CDOP » est comparable au décalage moyen observé entre les vitesses SAR et les courants radiaux des références. Pour cette catégorie la connaissance du vent permet ainsi de mieux interpréter les vitesses de surface SAR.

La deuxième catégorie dégagée sur ces 7 acquisitions concernent les acquisitions du 22 août, du 16 septembre, du 2 et du 5 octobre. Les courants de marée de ces images présentent des caractéristiques proches entre elles (cf. annexe F). Par ailleurs pour ces 4 images, le vent a une direction azimutale autour de 90° ou une intensité inférieure à 5 m/s, impliquant un impact faible de l'état de mer sur l'anomalie Doppler (cf. figure 2.3). Nous observons en effet des faibles décalages moyens entre les vitesses SAR et les courants radiaux de référence (cf. tableau 4.5). Ils atteignent au maximum 0,5 m/s. Pour ces acquisitions, l'effet majeur observé par les anomalies Doppler est donc le courant de marée et la connaissance des informations de vent ne permet pas d'améliorer l'interprétation des vitesses de surface.

L'acquisition du 3 novembre 2005 a été volontairement laissée à part de ces deux catégories. Cette image est, en effet, la seule à combiner les effets d'un vent dont l'intensité est supérieure à 9 m/s et de courants forts, d'après MARS2D et les radars HF. La contribution de l'état de mer fournie par la fonction « CDOP » permet d'accéder au décalage moyen observé entre les vitesses SAR et les courants radiaux de référence. Néanmoins lorsque nous retranchons aux vitesses SAR, l'impact supposé de l'état de mer, nous ne retrouvons pas la dynamique du courant de MARS2D ou des radars HF comme le montre la figure 4.8.

Les différences observées entre les vitesses résiduelles et le courant de référence projeté dans la direction de visée du radar pourraient s'expliquer par une très forte interaction entre les actions du courant et du vent. Cette interaction ne permettrait plus alors de distinguer les contributions du courant et du vent. Nous manquons cependant d'éléments pour conclure de façon plus certaine.

4.4 Conclusion

Les acquisitions faites en mode image (IMS) permettent d'accéder à une représentation des vitesses de surface avec une résolution entre 800 et 1 300 m dans les directions azimutales et radiales. L'interprétation des vitesses de surface est cependant plus complexe que dans les chapitres 2 et 3 car nous ne pouvons conserver l'hypothèse de courant constant sur la surface d'estimation des fréquences Doppler.

Lorsque la composante du vent est faible dans la direction de visée du radar, l'hypothèse d'une contribution de l'état de mer faible est vérifiée. En effet, les biais entre la vitesse de surface déduite de l'image SAR et la composante du courant de référence projetée dans la direction radiale restent inférieurs à 0,2 m/s excepté sur un cas. Les structures spatiales du courant déduites correspondent également avec celles observées à partir des références de courant. L'analyse des valeurs absolues des vitesses de courant déduites montrent néanmoins une régulière sous-estimation de la composante radiale du courant qu'il est difficile d'interpréter sans mieux connaître tous les paramètres géophysiques de la zone au moment de l'acquisition.

Lorsque le vent dépasse 8 m/s d'intensité et est dirigé dans la direction du radar, la contribution de l'état de mer à l'anomalie Doppler peut être estimée à partir de la loi empirique utilisée dans le chapitre 3. Cependant, les structures spatiales des vitesses SAR, sur les cas étudiés, se rapprochent difficilement des structures spatiales des courants de référence projetés dans la direction de visée du radar.

L'étude des différents cas présentés dans ce chapitre montrent par ailleurs l'intérêt de se placer à une incidence la plus haute possible afin de mieux faire ressortir la composante du courant. Comme nous l'avons présenté dans le chapitre précédent, la contribution du courant est plus grande à une incidence entre 35 et 39° qu'entre 18 et 36°. Des cas étudiés dans ce chapitre, ce sont ceux avec la plus forte incidence qui font le mieux ressortir la structure du courant en comparaison aux références. Pour les plages d'incidence plus faibles, la connaissance d'un champ de vent précis devient indispensable pour estimer la contribution de l'état de mer corrélée au vent.

Lors des colocalisations entre mesures HF, SAR et sorties MARS2D, l'utilisation des vitesses résiduelles des acquisitions IMS pour caractériser les champs de courant semble adaptée dans les cas où le vent a une composante radiale inférieure à 8 m/s. Cette propriété pourrait être exploitée pour retrouver les propriétés spatiales des courants forts sur la surface entière de l'image. L'observation de ces champs de courant en annexe F montre en effet un potentiel de la part des vitesses résiduelles pour représenter le courant. Ce potentiel reste à être confirmé au moyen de nouvelles acquisitions en mode IMS.

Les vitesses de surface SAR dans le cadre des images IMS présentent de fortes similarités avec les références de courant. Leur interprétation est difficile en ne prenant en compte qu'une mesure de vent et de courant. Un travail de recherche reste ici à mener pour mieux appréhender l'influence de la variation du vent, mais également des contributions différentes comme les interactions existantes entre le courant et les vagues ou bien la présence de houle.

Conclusion

L'analyse effectuée tout au long de ce document a pour objectif la recherche de la signature de courant dans les images SAR. Afin de la mener à bien, nous nous sommes tout d'abord placés dans une configuration simple : angle d'incidence fixe, courant supposé constant sur la surface d'estimation de la fréquence Doppler. L'état de mer et le courant sont supposés être les deux seules causes contribuant à l'anomalie Doppler. La contribution de l'effet de l'état de mer à l'anomalie Doppler est évaluée grâce aux informations de vent. Par soustraction entre l'anomalie Doppler et cette contribution du vent, nous accédons à la composante due théoriquement à l'action du courant. Les vitesses résiduelles, estimations de la composante du courant dans la direction de visée du radar, sont alors comparées avec les mesures de courant disponibles afin de vérifier cette méthode.

Le nombre d'acquisitions faites en mode vague sur l'ensemble du globe nous a permis d'adopter une démarche statistique pour l'analyse des vitesses résiduelles. Nous avons débuté cette étude à partir de moyennes mensuelles couvrant l'ensemble du globe. Cette position impliquait intrinsèquement l'observation des mouvements moyenne-échelle de l'océan. L'étude présentée dans la partie 2.3.1 a montré que les vitesses résiduelles moyennes font particulièrement bien ressortir le gradient méridien des courants zonaux de surface. Ces vitesses se présentent ainsi comme une mesure permettant un suivi des conditions climatiques sur la zone équatoriale Pacifique.

De plus, nous avons montré que les vitesses résiduelles extraites des anomalies Doppler concordaient avec les courants radiaux dans la région équatoriale Pacifique pour des coefficients de corrélation moyens de 0,80. Cependant, l'écart type par rapport aux données de référence utilisées atteint en moyenne 0,3 m/s. Les vitesses résiduelles ne sont donc capables de résoudre des courants radiaux dont l'intensité serait inférieure à cette valeur. Néanmoins, pour des courants supérieurs, nous démontrons que son utilisation est comparable aux systèmes de mesures existantes et offre ainsi une alternative pour le suivi climatique des courants de surface là où les mesures in situ sont en nombre faible et où les produits de type OSCAR ont une plus grande incertitude.

Dans une seconde approche, nous avons comparé les vitesses résiduelles aux mesures de courant faites par les bouées océanographiques ancrées dans l'océan Pacifique équatorial. L'impact du vent sur ces mesures est faible (3 %). Les coefficients de corrélation moyens atteignent cette fois 0,67. La différence par rapport aux moyennes mensuelles s'explique par la dépendance des vitesses résiduelles aux informations de vent (près de 70 %). L'écart type moyen est de l'ordre de 0,4 m/s. Il est supérieur de près de 25 % aux précédentes comparaisons. Cette fois, nous pouvons considérer les vitesses résiduelles comme une information en temps réel qui permet de caractériser les courants d'une intensité supérieure à 0,4 m/s. Ces résultats

nous ont amenés à rechercher des méthodes permettant une exploitation plus étendue de cette information.

Comme les vitesses résiduelles peuvent être utilisées pour restituer une information sur la composante radiale du courant de surface, il devient intéressant d'accéder à des champs de vitesses résiduelles. Cette application nécessite de mieux comprendre les effets de l'état de mer en fonction de l'incidence. En effet, c'est en faisant varier l'angle d'incidence le long de la direction radiale que le SAR dispose d'images recouvrant des surfaces de 400 km par 400 km. Afin de modéliser l'impact de l'état de mer en fonction de l'angle d'incidence, nous avons alors eu recours à une loi empirique qui se base sur les mêmes propriétés que celle à incidence fixe : le courant est constant sur la surface d'estimation des fréquences Doppler (de 4 par 16 km) et l'état de mer peut être évalué à partir de l'information de vent. Après avoir vérifié la similarité de cette représentation pour des incidences entre 16° et 42° , nous avons montré comment la contribution du courant évolue en fonction de l'incidence. Elle augmente avec l'incidence. Nous observons également que cette évolution est différente en condition upwind et downwind. À faible incidence (inférieure à 23°), les contributions du courant sont identiques entre ces deux configurations. Pour des incidences plus fortes (au-delà de 30°), la configuration downwind avantage la contribution du courant à l'anomalie Doppler.

Nous n'avons pu adopter ici une démarche statistique pour comparer les vitesses résiduelles des acquisitions WSM à une mesure de courant. En effet, les références de courant que nous utilisons ont une résolution de l'ordre de 30 km pour SURCOUF qui n'est pas comparable à celles des acquisitions SAR (4 par 8 km) et pas adaptée pour observer un courant tel le courant des Aiguilles. Néanmoins, l'étude d'un cas particulier a révélé tout l'intérêt de la haute résolution des vitesses résiduelles à représenter la structure du courant et la vraisemblance de ces intensités. Cette application se révèle extrêmement intéressante pour suivre l'évolution des courants sur des régions où le courant ne varie pas sur une surface de 4 par 16 km. Il serait intéressant de colocaliser ces acquisitions avec des mesures de courant afin de vérifier l'adéquation des vitesses résiduelles avec une autre mesure de courant.

La dernière partie de cette thèse a étudié une région où les hypothèses pour restituer le courant radial ne sont plus vérifiées car le courant sur la surface d'estimation de la fréquence Doppler varie fortement. L'anomalie Doppler traduit une information plus complexe relative à la fois au courant, à l'état de mer et à l'impact supposé des non-linéarités engendrées par ces deux effets. Cette partie souligne la nécessité d'une meilleure connaissance de la surface de mer pour poursuivre l'analyse de l'anomalie Doppler. Elle pourrait provenir de mesures conjointes entre les vagues à la surface de la mer et acquisitions SAR ou encore par une modélisation simple des effets non-linéaires [60].

Les différents points abordés dans cette thèse ont montré plusieurs utilisations des acquisitions SAR pour améliorer la connaissance du courant : à moyenne-échelle, de façon ponctuelle, sur des surfaces de l'ordre de 400 par 400 km. L'extraction de l'information de courant dépend principalement d'une information externe à l'image : le vent. L'extraction de courant peut donc être faussée par une information de vent erronée. Nous nous sommes principalement basés sur les analyses de vent ECMWF. Il pourrait être intéressant d'utiliser les propriétés des images SAR à restituer le vent pour vérifier la cohérence de ces informations de vent avec les informations obtenues par une autre source. En effet, il existe souvent un décalage temporel entre ces analyses et le moment de l'acquisition SAR qui induit par exemple une erreur quant à la position d'un front atmosphérique. Les changements de direction du vent induisent alors une erreur lors du calcul des vitesses résiduelles. Cette vérification nous permettrait d'obtenir un indice sur les erreurs des vitesses résiduelles déduites.

En considérant un vent correctement estimé, la précision des vitesses résiduelles est limitée par l'évaluation de l'effet de l'état de mer déduit des informations de vent. Cette précision peut cependant être théoriquement améliorée en considérant les spectres de vagues lors du calcul de l'effet moyen de l'état de mer sur l'anomalie Doppler. [60], [26] sont partis d'une information sur les vagues pour mettre en place cette modélisation. Cette approche implique un plus vaste réseau de mesures et semble moins adaptée pour des mesures satellite réparties sur l'ensemble du globe. Elle est donc difficile à appliquer sur une échelle globale. Par contre, son utilisation à l'échelle d'une région, comme la mer d'Iroise ou le courant des Aiguilles permettrait d'améliorer l'interprétation des vitesses de surface obtenues avec le SAR.

Bibliographie

- [1] E. S. AGENCY : Asar product handbook, 2000-2007. Accessible sur : <http://envisat.esa.int/handbooks/asar/>.
- [2] T. L. AINSWORTH, S. R. CHUBB, R. A. FUSINA, R. M. GOLDSTEIN, R. W. JANSEN, J.-S. LEE et G. R. VALENZUELA : Insar imagery of surface currents, wave fields, and fronts. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 33:1117–1123, sept. 1995.
- [3] J. APEL : *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual*. U.S. department of commerce, sept. 2004.
- [4] F. ARDHUIN : Vagues : hydrodynamique et télédétection, cours de deuxième année master mécanique-physique, 2006.
- [5] F. ARDHUIN, F.-R. MARTIN-LAUZER, B. CHAPRON, P. CRANEGUY, F. GIRARD-ARDHUIN et T. ELFOUHAILY : Dérive à la surface des océans sous l'effet des vagues. *Comptes rendus geoscience*, 336:1121–1130, 2004.
- [6] D. BARRICK : Rough surface scattering based on the specular point theory. *IEEE Transactions on Antennas Propagation*, AP-16:449,454, juil. 1968.
- [7] A. BENTAMY, P. QUEUFFEULOU, Y. QUILFEN et K. KATSAROS : Winds fields from scatterometer, altimeter and special sensor microwave/imager. In *Proceedings of IGARSS 95 Symposium*. ESA Publications Division, août 1995.
- [8] F. BONJEAN et G. LAGERLOEF : Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 32:2938–2954, 2002.
- [9] P. BOUGEULT et R. SADOURNY : *Dynamique de l'atmosphère et de l'océan*. Édition de l'École polytechnique, 2001.
- [10] C. Y. CHANG et J. C. CURLANDER : Application of the multiple prf technique to resolve doppler centroid estimation ambiguity for spaceborne sar. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 30:941–949, sept. 1992.
- [11] B. CHAPRON, F. COLLARD et F. ARDHUIN : Direct measurements of ocean surface velocity from space : Interpretation and validation. *Journal Of Geophysical Research*, 110, juil. 2005.
- [12] B. CHAPRON, F. COLLARD et V. KERBAOL : Satellite synthetic aperture radar sea surface doppler measurements. In *Proceedings of 2nd Workshop on Coastal and Marine Applications of Synthetic Aperture Radar ESA*, p. 133–141, 2004.
- [13] T. CHERESKIN : Direct evidence for an ekman balance in the california current. *Journal of Geophysical Research*, 100:18261–18269, 1995.
- [14] V. COCHIN : *Évaluation des radars à ondes de surface pour l'océanographie opérationnelle*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Télécommunications de Bretagne, ENST Bretagne, 2006.

- [15] F. COLLARD, F. ARDHUIN et B. CHAPRON : Extraction, of coastal ocean wave fields from sar images. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 30:526,533, juil. 2005.
- [16] F. COLLARD, A. MOUCHE, B. CHAPRON, C. DANILO et J. JOHANNESSEN : Routine high resolution observation of selected major surface currents from space. *In Proceedings of SeaSAR*, 2008.
- [17] I. CUMMING et S. LI : Improved slope estimation for sar doppler ambiguity resolution. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 44:707–718, mars 2006.
- [18] J. DARRICAU : *Physique et théorie du radar*. Sodipe, 1981.
- [19] H. DEMUTH, M. BEALE et M. HAGAN : *Neural Network Toolbox 6*. The MathWorks, Inc, 2008. Accessible sur : <http://www.mathworks.com/access/helpdesk/help/toolbox/nnet/>.
- [20] V. W. EKMAN : On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Arkiv för matematik, astronomi och fysik*, 2:1–53, 1905.
- [21] C. ELACHI : *Introduction to the physics and techniques of remote sensing*. John Wiley and Sons, 1987.
- [22] T. ELFOUHAILY et C.-A. GUÉRIN : Topical review : A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surface. *Waves in Random Media*, 14:1–40, août 2004.
- [23] N. FICHAUX : *Évaluation du potentiel éolien offshore et imagerie satellitale*. Thèse de doctorat, CENERG- Centre d'Energétique, ENSMP, 2003.
- [24] F. GIRARD-ARDHUIN, G. MERCIER, F. COLLARD et R. GARELLO : Oil slick detection by sar imagery : algorithms comparison. *In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS apos;04. Proceedings. 2004 IEEE International*, vol. 7, p. 4726–4729, sept. 2004.
- [25] R. GOLDSTEIN et H. A. ZEBKER : Interferometric radar measurement of ocean surface currents. *Nature*, 328:707–709, août 1987.
- [26] H. C. GRABER, D. R. THOMPSON et R. E. CARANDE : Ocean surface features and currents measured with synthetic aperture radar interferometry and hf radar. *Journal Of Geophysical Research*, 101:25813–25832, nov. 1996.
- [27] W. GROUP : The wam model - a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18:1775–1810, 1988.
- [28] G. HAJDUCH, F. COLLARD et C. DANILO : Progrès récents en observation satellitaire des courants marins. *Revue de l'électricité et de l'électronique*, p. 49–62, fév. 2008.
- [29] K. HASSELMANN, T. BARNETT, E. BOUWS, H. CARLSON, D. E. CARTWRIGHT, K. ENKE, J. EWING, H. GIENAPP, D. HASSELMANN, P. KRUSEMAN, A. MEERBURG, P. MÜLLER, D. OLBERS, R. K., W. SELL et H. WALDEN : Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 8:1–95, 1973.
- [30] J. ISERN-FONTANET, B. CHAPRON, G. LAPEYRE et P. KLEIN : Potentiel use of microwave sea surface temeptratures for the estimation of ocean currents. *Geophysical research letters*, 33, 2006.
- [31] F. C. JACKSON, W. T. WALTON, D. E. HINES, B. A. WALTER et P. C. Y. : Sea surface mean square slope from ku-band backscatter data. *Journal of Geophysical Research*, 97:11411–11427, juil. 1992.

- [32] J. JOHANNESSEN A., B. CHAPRON, F. COLLARD, V. KUDRYAVSTEV, A. A. MOUCHE, D. AKIMOV et K.-F. DAGESTAD : Direct ocean surface velocity measurements from space : Improved quantitative interpretation of envisat asar observations. *Geophysical Research Letters*, 35:1–6, nov. 2008.
- [33] K. KENYON : Stokes drift for a random gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 74:6991–6994, 1969.
- [34] V. KUDRYAVSTEV, D. AKIMOV, J. JOHANNESSEN et B. CHAPRON : On radar imaging of current features : 1. model and comparison with observations. *Journal of Geophysical Research*, 110, juil. 2005.
- [35] V. KUDRYAVSTEV, V. MAKIN et B. CHAPRON : Coupled sea surface-atmosphere model : 2. spectrum of short wind waves. *Journal of Geophysical Research*, 104, avr. 1999.
- [36] G. LAGERLOEF, G. MITCHUM, R. LUKAS et P. NILER : Tropical pacific near surface currents estimated from altimeter, wind and drifter data. *Journal of Geophysical Research*, 104:23313–23326, 1999.
- [37] P. LAROUCHE : L'estimation des courants de surface par télédétection. *Télédétection*, 4:139–155, 2004.
- [38] D. LEWIS et S. BELCHER : Time-dependent, coupled, ekman boundary layer solutions incorporating stokes drift. *Dynamical Atmospheric Oceans*, 25:313–351, 2004.
- [39] K.-K. LI, D. HELD et J. C. CURLANDER : Doppler parameter estimation for spaceborne synthetic-aperture radars. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 93:47–56, jan. 1985.
- [40] M. LONGUET-HIGGINS, D. CARTWRIGHT et N. SMITH : Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. *Ocean Wave Spectra*, p. 111–132, 1963.
- [41] R. LUMPKIN et Z. GARRAFFO : Evaluating the decomposition of tropical atlantic drifter observations. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, p. 1403–1415, 2005.
- [42] J. LUTJEHARMS : *The Agulhas Current*. Springer, 2006.
- [43] G. MADEC, P. DELECLUSE, M. IMBARD et C. LÉVY : *OPA 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual*. Institut Pierre Simon Laplace des Sciences et de l'Environnement Global, déc. 1998.
- [44] S. N. MADSEN : Estimating the doppler centroid of sar data. *IEEE transactions on aerospace and electronic systems*, 25:134–140, mars 1989.
- [45] H. MAÎTRE : *Traitement des images de RSO*. Sciences Publication, 2001.
- [46] G. O. MARMORINO, C. L. TRUMP et Z. R. HALLOCK : Near-surface current measurements using a ship-deployed "horizontal" adcp. *Journal Of Atmospheric and oceanic technology*, 16, oct. 1999.
- [47] D. MOLLER, S. J. FRASIER, D. L. PORTER et R. E. MCINTOSH : Radar-derived interferometric surface currents and their relationship to subsurface current structure. *Journal Of Geophysical Research*, 103:12839, 12852, juin 1998.
- [48] O. M. MONDIALE : Guide des codes de l'omm déterminés par des tables : Fm 94 bufr et fm 95 crex, jan. 2002.
- [49] A. A. MOUCHE, B. CHAPRON, N. REUL et F. COLLARD : Predicted doppler shift induced by ocean surface wave displacements using asymptotic electromagnetic wave scattering theories. *Waves in Random and Complex Media*, p. 185–196, fév. 2008.

- [50] O. M. PHILLIPS : The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, p. 426–433, 1958.
- [51] W. J. PIERSON et L. MOSKOWITZ : A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s. a. kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69:5181–5190, août 1964.
- [52] P. PLIMPTON, H. FREITAG et M. MCPHADEN : *Correcting Moored ADCP Data for Fish-Bias Errors at 0° , 110° W and 0° , 140° W from 1990 to 1993*, 1995.
- [53] J. A. POLTON, D. M. LEWIS et S. BELCHER : The role of wave-induced coriolis-stokes forcing on the wind-driven mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 35:444–457, 2005.
- [54] Y. QUILFEN, B. CHAPRON et T. ELFOUHAILY : Observation of tropical cyclones by high-resolution scatterometry. *Journal Of Geophysical Research*, 103:7767–7786, avr. 1998.
- [55] N. RASCLE : *Impact des vagues sur la circulation océanique*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 2007.
- [56] RAY : *A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry : GOT99.2*, NASA Tech. Memo 209478, 1999. Accessible sur : <http://svs.gsfc.nasa.gov/stories/topex/tides.html>.
- [57] G. REVERDIN, C. FRANKIGNOUL, E. KESTENARE et M. MCPHADEN : Seasonal variability in the surface currents of the equatorial pacific. *Journal of Geophysical Research*, 99:20323–20344, oct. 1994.
- [58] I. ROBINSON : *Satellite Oceanography, an introduction for oceanographers and remote scientists*. Ellis horwood limited, 1985.
- [59] R. ROMEISER, H. BREIT, M. EINEDER, H. RUNGE, P. FLAMENT, K. D. JONG et J. VOGELZANG : Current measurements by sar along-track interferometry from a space shuttle. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 43:2315–2324, oct. 2005.
- [60] R. ROMEISER et D. R. THOMPSON : Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 38:446–458, jan. 2000.
- [61] P. A. ROSEN, S. HENSLEY, I. R. JOUGHIN, F. k. LI, S. N. MADSEN, E. RODRÍGUEZ et R. GOLDSTEIN : Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88:333–382, mars 2000.
- [62] B. ROSICH, P. MEADOWS, B. SCHÄTTLER, M. GRION et G. EMILANI : The ers-2 monogyro and extra backup piloting modes : impact on sar performance. *In CEOS SAR Workshop 2001*, avr. 2001.
- [63] G. SCHOTT : Die grundlagen einer weltkarte der meeresströmungen. *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*, 1943.
- [64] L. SHEMER, M. MAROM et D. MARKMAN : Estimates of currents in the nearshore ocean region using interferometric synthetic aperture radar. *Journal Of Geophysical Research*, 98:7001–7010, avr. 1993.
- [65] SHOM : *Courants de marée de la côte ouest de Bretagne, de Goulven à Penmarc’h*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 1994.
- [66] R. SHUCHMAN, C. RUFENACH, F. GONZALEZ et A. KLOOSTER : The feasibility of measurement of ocean current detection using sar data. *In Proceedings of the 13th International Symposium on Remote Sensing of the Environment*, p. 93–103. Environmental Research Institute of Michigan, avr. 1979.

- [67] B. SIMON : *La marée océanique côtière*. Institut océanographique, 2007.
- [68] M. SPAULDING : Drift currents under the action of wind and waves. In S. SAJJADI, N. THOMAS et J. HUNT, eds : *Conference on Wind over Waves Couplings : Perspectives and Prospects*, p. 243,256, avr. 1999.
- [69] R. H. STEWART : *Introduction to physical oceanography*. Texas A M University, sept. 2007.
- [70] P. TCHERNIA : *Océanographie régionale, description physique des océans et des mers*. École Nationale Supérieure de Techniques Avancées, 1978.
- [71] D. THOMPSON et J. R. JENSEN : Synthetic aperture radar interferometry applied to ship-generated internal waves in the 1989 loch linnhe experiment. *Journal Of Geophysical Research*, 98:10259–10269, juin 1993.
- [72] H. L. TOLMAN : *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22*, 2002.
- [73] A.-M. TRÉGUIER : Modélisation numérique pour l’océanographie physique. *Annales mathématiques Blaise Pascal*, p. 345–361, 2002.
- [74] F. ULABY, R. MOORE et A. FUNG : *Microwave remote sensing, active and passive, vol.II Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*. Addison-Wesley publishing Company, 1982.
- [75] F. ULABY, R. MOORE et A. FUNG : *Microwave remote sensing, active and passive, vol.III From Theory to Applications*. Addison-Wesley publishing Company, 1982.
- [76] G. VALENZUELA : Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves - a review. *Boundary Layer Meteorology*, 13:61–85, 1978.
- [77] M. van der KOOIJ, W. HUGHES et S. SATO : Doppler current velocity measurements : a new dimension to spaceborne sar data. In *2nd International Symposium on Operationalization of Remote Sensing, The Netherlands*, août 1999.
- [78] X. VIGAN, P. CHRISTINE, R. BLECK et P. COURTIER : Sea surface velocities from sea surface temperature image sequences 1. method and validation using primitive equation model output. *Journal of geophysical research*, p. 19499–19514, août 2000.
- [79] A. G. VORONOVICH et V. U. ZAVOROTNY : Theoretical model for scattering of radar signals in ku- and c-bands from a rough sea surface with breaking waves. *Waves in Random Media*, 11:247–269, 2001.
- [80] F. WONG et I. CUMMING : a combined sar doppler centroid estimation scheme based upon signal phase. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 34:696–707, mai 1996.

ANNEXE

A

Liste des publications et participations scientifiques

C. Danilo, B. Chapron, A. Mouche, F. Collard, R. Garelo : Comparisons between HF radar and SAR current measurements in the Iroise sea. *In Proceedings of OCEANS'07 Europe*, Aberdeen, Scotland, 2007.

G. Hajdich, F. Collard et C. Danilo : Progrès récents en observation satellitaire des courants marins. *Revue de l'électricité et de l'électronique*, p. 49–62, 2008.

F. Collard, A. Mouche, B. Chapron, C. Danilo et J. Johannessen : Routine high resolution observation of selected major surface currents from space. *In Proceedings of SeaSAR*, 2008.

C. Danilo, R. Garelo : Sea Surface Current Retrievals Using ASAR WWV Acquisitions. *In Proceedings of OCEANS'09 Europe*, Bremen, Germany, 2009.

ANNEXE

B

Amélioration du calcul de l'anomalie Doppler au-dessus de l'océan pour les acquisitions SAR d'ENVISAT

Cette annexe présente une partie du travail effectué à partir des acquisitions en mode vague (et plus spécifiquement le mode WVW de l'ASAR) sous la forme d'un article. Elle est principalement rattachée aux parties 2.1.2 et 2.1.3 du chapitre 2.

Improvement on Doppler anomaly calculation over sea surface for ENVISAT ASAR

Abstract

For any acquisition by a Synthetic Aperture Radar (SAR), the Doppler Anomaly f_{Dca} is defined as the difference between the Doppler centroid frequency f_{Dc} estimated from the backscattered signal and the Doppler frequency predicted f_{Dcm} relying on the relative motion of the satellite to the Earth. The Doppler anomaly is thus theoretically directly related to the radial components of the surface displacements. Over the sea surface, it was recently shown by [1,2] that f_{Dca} is strongly related to the wind speed in the range direction (radial wind speed). They proposed a relationship between the Doppler anomaly and the radial wind speed showing that f_{Dca} contains a potentially interesting information to dynamically characterize the sea surface.

As understood, the precision on f_{Dca} is crucial to have a reliable geophysical information on observed scenes. Using data acquired by ENVISAT WV mode at 23° incidence angle and VV polarization, we investigate here how to improve the Doppler anomaly calculation considering the impact of antenna mispointings on f_{Dcm} . Two different time scales appear : the first one of several months is probably due to a slow drift of the antenna performances, the second one of only a few seconds is the consequence of platform attitudes variations.

Taking into account these mispointing effects, the variability of the relationship between radial wind speed and the Doppler anomaly calculation is clearly reduced. This study has then been extended to other incidence angles using ENVISAT WSM mode. For five incidence angles (23° , 28.7° , 33.5° , 37.5° and 40°) in VV polarization, the improvement is observed. This will help to interpret qualitatively and quantitatively f_{Dca} in terms of geophysical signature.

I. INTRODUCTION

The high resolution along track of SAR images is achieved thanks to the Doppler centroid frequency estimated f_{Dc} during the image process. At first order, for a spaceborne radar, Doppler centroid frequency reflects the motion of Earth relative to the platform projected in the line-of-sight direction of the radar, also called radial direction. Orbital tools give a Doppler frequency prediction f_{Dcm} of this relative movement. A residual Doppler shift remains that is called the Doppler anomaly f_{Dca} and that is theoretically associated with ocean surface movements.

Considering the ocean surface as a collection of distributed targets with a statistical homogeneity and assuming a perfect modeling of f_{Dcm} , the Doppler anomaly reflects the mean detected scatter motion in the line-of-sight (radial direction). A Doppler velocity U_D is associated to f_{Dca} as $U_D = -\frac{\lambda_r f_{Dca}}{2 \sin \theta}$ where λ_r is the radar wavelength and θ is the incidence angle. Using C-band ASAR WV mode (incidence angle 23° and polarization VV), [1] have shown that the radial wind speed derived from European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) is strongly correlated with Doppler anomaly. For this configuration, following the Bragg theory, the backscattering mechanism is mainly driven by the gravity waves of about 7 centimeters wavelength. These gravity waves are typically induced by the wind blowing over the ocean surface and explain why f_{Dca} is so related to wind speed in the line-of-sight direction. As the incidence angle changes from 16° to 42° , the wavelengths of Bragg waves involved in backscattering vary from 10 cm to 4 cm. This has a consequence on Doppler anomaly values and thus on its geophysical interpretation as shown by [2].

The geophysical interpretation of f_{Dca} is strongly constrained by the accuracy obtained on f_{Dcm} . For example at 23° incidence angle, a variation of 0.5 m/s on the surface Doppler velocity leads to a Doppler anomaly variation of 7 Hz. As f_{Dc} has an amplitude around 2000 Hz, the Doppler frequency prediction f_{Dcm} has to reach an accuracy around 5-10 Hz, less than 1 % of the Doppler frequency to estimate. Regarding this precision, we also consider the antenna mispointings due to platform attitudes.

Indeed [3] have shown that a 10 millidegrees yaw mispointing leads to a 45 Hz bias. As the ASAR's antenna is made up of an active array of distributed transmitted/received modules, the frequent changes may introduce antenna mispointings.

The objective of this study is to improve the Doppler anomaly calculation altered by antenna mispointings. We first eliminate cases where f_{Dc} cannot be estimated. These situations are characterized by a low NRCS, the wind is not blowing enough to create waves indispensable for backscattering.

In order to characterize antenna mispointings, we use the property that a Doppler anomaly associated to low radial wind speeds has to be zero. Indeed, at low radial wind speed, whatever is the wind intensity, surface movements in the radial direction are nearly non-existent.

Different methods to improve Doppler anomaly calculation are presented. Theoretically, all of them give the frequency due to ocean surface movements. In order to quantify the efficiency of those methods, we then hypothesize that each method leads to Doppler anomalies proportional by means to radial wind information as shown by [4]. The variability analysis of the relationship between the Doppler anomaly and radial wind speed shows then which calculations methods obtains better results : the lower the variability, the better the method.

In section II, we describe the two ENVISAT image modes and the wind field used here. In section III, we show a slow variation during years of Doppler anomaly values. In section IV, we introduce the attitude files in order to improve the calculation of f_{Dca} . Section V exposes another method presented in [4]. Section VI compares the improvement of these methods on Doppler anomaly calculation for an incidence angle of 23° and for incidence angles ranging from 16° to 42° .

II. DATA

Data come from the ASAR on ENVISAT's board. This instrument has the capacity of changing its acquisition mode thanks to its active array antenna. We focus this study on two modes in polarization VV : WaVe (WV) mode and Wide Swath Medium (WSM) mode.

WV mode acquisitions are obtained all over the globe. These images have an area of $10 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ at an incidence angle of 23° and are acquired each 100 km along the orbit. Since the launch of ENVISAT in March 2002, it provides, one estimation of f_{Dc} for each acquisition. So this acquisition mode gives us a long data time series.

WSM mode acquisitions have a spatial repartition different than the WV mode's one. Mainly localized over coasts, those acquisitions have an initial area of $400 \text{ km} \times 450 \text{ km}$ and an incidence angle ranging from 16° to 42° . The Doppler centroid estimation f_{Dc} is estimated on cells of approximately $4 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ each 7.5 km along the azimuthal direction. This "Doppler grid" is available since June 2007. So the number of Doppler frequency estimation is less than the one from WV mode. Anyway, we use this mode to estimate the improvement on Doppler anomaly calculation relative to the incidence angle.

To characterize the improvement on Doppler anomaly estimations, we use the property that, for low radial wind speeds, the mean Doppler anomaly is equal to zero. Wind fields come from wind analysis from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). It is available each 6 hours on a grid resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Most of the time, we refer to this wind as radial wind speed which corresponds to the wind projected in the line-of-sight of the radar.

III. LONG TIME SERIES ANALYSIS

The authors of [3] have shown that mispointings may have significant impact on f_{Dcm} . We could then suppose that an error ϵ_1 exists on the Doppler frequency prediction we use f_{Dcm1} . The Doppler anomaly estimation f_{Dca1} resulting is then :

$$f_{Dca1} = f_{Dc} - (f_{Dcm1} + \epsilon_1) \quad (1)$$

The Doppler anomaly f_{Dca1} represents the mean movement of scattering elements in the radial direction. Theoretically, mean f_{Dca1} , associated to radial wind speed under 1 m/s, has to be zero because there is no movement in the radial direction. ϵ_1 is here evaluated as the daily mean of $f_{Dc} - f_{Dcm1}$ under a radial wind speed of 1 m/s.

The time average of one day is chosen as a compromise between a high number of cases at low radial wind speed and a time scale short enough to represent a Doppler anomaly offset variation. Figure 1 shows monthly ϵ_1 mean from January 2004 to February 2008. On the same figure is over-plotted in black the geophysically-derived calibration constant. This one is obtained from instrumental calibration and wind analysis and is a validation parameter for wave mode products.

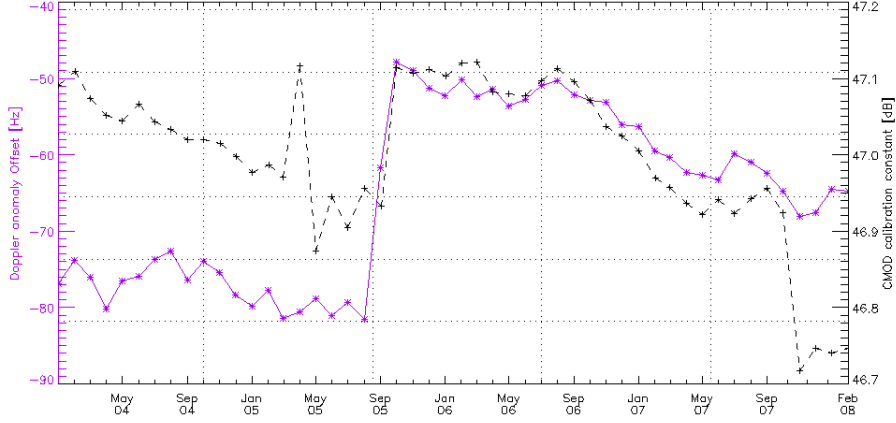


Fig. 1: From January 2004 to February 2008 : (purple) ϵ_1 errors on Doppler frequency prediction [Hz]; (black) geophysically calibration constant [dB]

We observe (figure 1) two majors characteristics : one gap of 50 Hz on the Doppler anomaly offset ϵ_1 on september 2005 and a slow drift of ϵ_1 in time, around 6 Hz per year. We also note that ϵ_1 is between -90 and -50 Hz, which confirms the hypothesis of the existence of an error on Doppler frequency prediction. For the geophysical calibration constant (black dotted line), we observe three different gaps on April 2005, September 2005 and October 2007 and also a slow drift along years. The gap observed on the geophysically calibration in September 2005 coincides with the one observed on Doppler anomaly offset. It is also the only gap which corresponds to an ESA maintenance activity on ASAR. This activity affects ASAR calibration parameters in particular antenna pattern and calibration constants (from ESA's web site : <http://envisat.esa.int/>). The Doppler frequency f_{Dc} is strongly related to antenna pattern. This may explain the gap in the ϵ_1 time evolution in September 2005. We may also wonder if the slow decrease (approximately 6 Hz per year) is resulting of a slow drift of the antenna performance.

ϵ_1 represents an instrumental bias that needs to be removed from the Doppler anomaly calculation in order to analyse the Doppler anomaly as a geophysical signature. The different evolutions observed here may also be the consequences of a lack of knowledge of the platform's attitudes. In section IV, we explore the use of attitude files to improve the Doppler frequency prediction and then the Doppler anomaly calculation.

IV. ATTITUDES VARIATIONS

The three axes associated to the attitudes of roll, yaw and pitch are illustrated in figure 2. The satellite motion is in positive x axis while the SAR is directed toward point P when the yaw and pitch angles are zero. [3] have shown that if the yaw and pitch angles are non-zero, a squint angle δ is introduced leading to the pointing of the SAR slightly forward or backwards relative to its nominal pointing direction (to point P'). For small yaw (y) and pitch (p) angles, the squint angle can be approximated by :

$$\delta = \arcsin(y \sin \theta + p \cos \theta) \quad (2)$$

where θ is the elevation angle.

This squint angle introduces a "geometric" Doppler frequency f_{sq} of :

$$f_{sq} = \frac{2V_S}{\lambda} \sin \delta$$

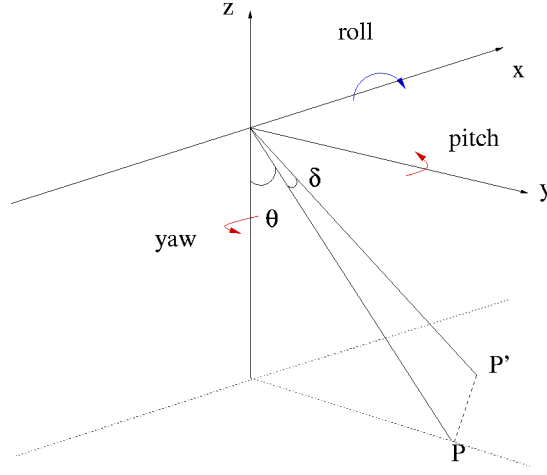


Fig. 2: Squint configuration from [3] : SAR is directed toward point P when the yaw and pitch angles are zero; if the yaw and pitch angles are non-zero, a squint angle δ is introduced leading to the pointing of the SAR to point P'

where V_s is the satellite velocity and λ the radar wavelength. A yaw angle of only 10 millidegrees leads to a variation of 45 Hz, equivalent to ϵ_1 observed in section III. Considering the required accuracy, the use of attitude files may improve the Doppler prediction f_{Dcm} .

Thanks to the star tracker on board of ENVISAT, satellite attitudes are known precisely and are recorded each second in daily attitudes files. We use the harmonic restituted attitude files into the orbit propagation software given by ESA to obtain a new Doppler frequency predicted called this time f_{Dcm2} . However, as in section III, an error ϵ_2 on f_{Dcm2} may remain in the Doppler frequency prediction. So the Doppler anomaly estimation f_{Dca2} is supposed to be on the form :

$$f_{Dca2} = f_{Dc} - (f_{Dcm2} + \epsilon_2) \quad (3)$$

As in section III, we estimate the error ϵ_2 as the daily mean of $f_{Dc} - f_{Dcm2}$ for a radial wind speed less than 1 m/s.

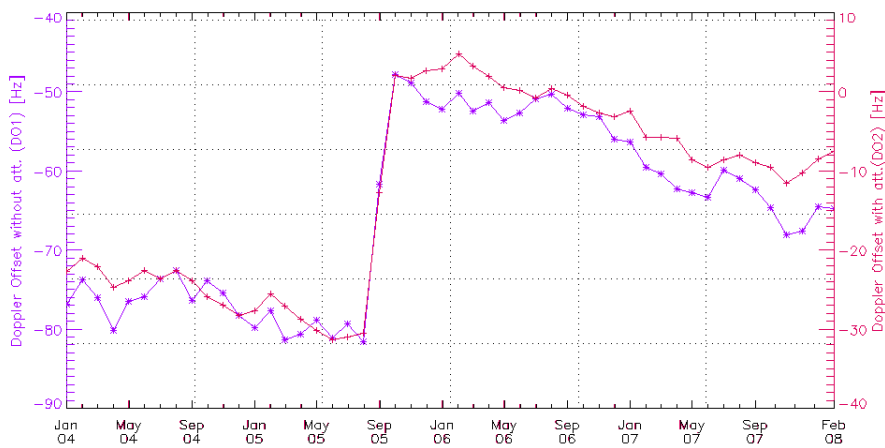


Fig. 3: Errors on Doppler frequency prediction : ϵ_1 with attitudes files (red) and ϵ_2 without (purple)

Figure 3 shows ϵ_1 (purple) and ϵ_2 (red) from January 2004 to February 2008. We observe (figure 3) the gap corresponding to ESA calibration in September 2005 on both Doppler frequency prediction errors. The use of attitude file is unable to predict this gap. Moreover ϵ_1 and ϵ_2 show comparable drifts around 6 Hz per year. So we can not conclude to the improvement of Doppler anomaly calculation regarding this time analysis. However, we observe that the absolute values are different : between -90 and -40 Hz for ϵ_1 and between -40 and 10 Hz for ϵ_2 . This proves of a relative improvement on the Doppler anomaly calculation thanks to the attitudes files. This improvement is probably the consequence of a constant antenna mispointing corrected by the use of attitude files. Moreover, as ϵ_2 is close to zero (its theoretical value when no Doppler frequency prediction error is included) after the ESA maintenance action on September 2005, we can expect the Doppler anomaly f_{Dca2} is better calculated than f_{Dca1} .

We show in this part that the Doppler anomaly even calculated thanks to attitudes files has to be corrected by the evaluation of the mean Doppler anomaly associated to low radial wind speed. The improvement on Doppler anomaly calculation could then not be demonstrate by a time analyses. We need an external geophysical reference to estimate a potential improvement.

Otherwise, it exists other method to improve the Doppler anomaly calculation ([4]). This alternative method is not based on attitude files. The section V exposes it in details.

V. MISPOINTING CORRECTIONS APPLIED FILE BY FILE

The authors of [1] showed that radial wind speed and Doppler anomaly f_{Dca} are correlated. Based on this property, a sigmoid-shaped function has been created that is fitted to the joint distribution of surface Doppler anomaly and radial wind speed and which passes through the origin. The authors of [4] use this function to reduce biases ϵ_3 due to unknown antenna mispointings. This treatment is done on each file of the ASAR WV mode thanks to the sigmoid-shaped function. ϵ_3 , the estimated error on Doppler frequency prediction is then obtained from the subtraction of $(f_{Dc} - f_{Dcm1})$ and the Doppler anomaly given by the sigmoid-shaped function for the radial wind speed corresponding.

As a file contains between 30 to 100 imagerettes, ϵ_3 is calculated each 400 to 1400 s. This time consideration is between the two methods previously described in section III (1 day) and IV (several seconds). This new calculation of Doppler anomaly f_{Dca3} is obtained by :

$$f_{Dca3} = f_{Dc} - (f_{Dcm1} + \epsilon_3) \quad (4)$$

In order to compare the improvement of this Doppler anomaly calculation with the two previous methods, section VI compares these three Doppler anomaly calculations (f_{Dca1} , f_{Dca2} , f_{Dca3}) with the radial wind speed.

VI. IMPROVEMENTS ON DOPPLER ANOMALY CALCULATION

In this section, we use the standard deviation between Doppler anomaly and radial wind speed to quantify the improvement on Doppler anomaly calculation considering a short time variation. Indeed the last two methods (described in sections IV and V) only differ from the first method (presented on section III) by short time variations. As initial data are the same from one method to another, the standard deviation represents the variability relying to the method.

First, we compare the three methods regarding a period of one month. This period gives indeed enough data (49541 elements) for a statistical comparison of the methods. This analysis only concerns acquisitions at an incidence angle of 23° . Then we evaluate how the use of attitude files can improve the Doppler anomaly calculation for incidence angles between 16° to 42° .

A. Polarization VV, incidence 23 deg

Figure 4 presents f_{Dca1} (a), f_{Dca2} (b) and f_{Dca3} (c) versus radial wind speed from ECMWF for the month of October 2005. As the error on Doppler frequency prediction is now taking into account, Doppler anomaly values are centered around zero. The colour is related to the density of points. As the wind is on average around 7 m/s

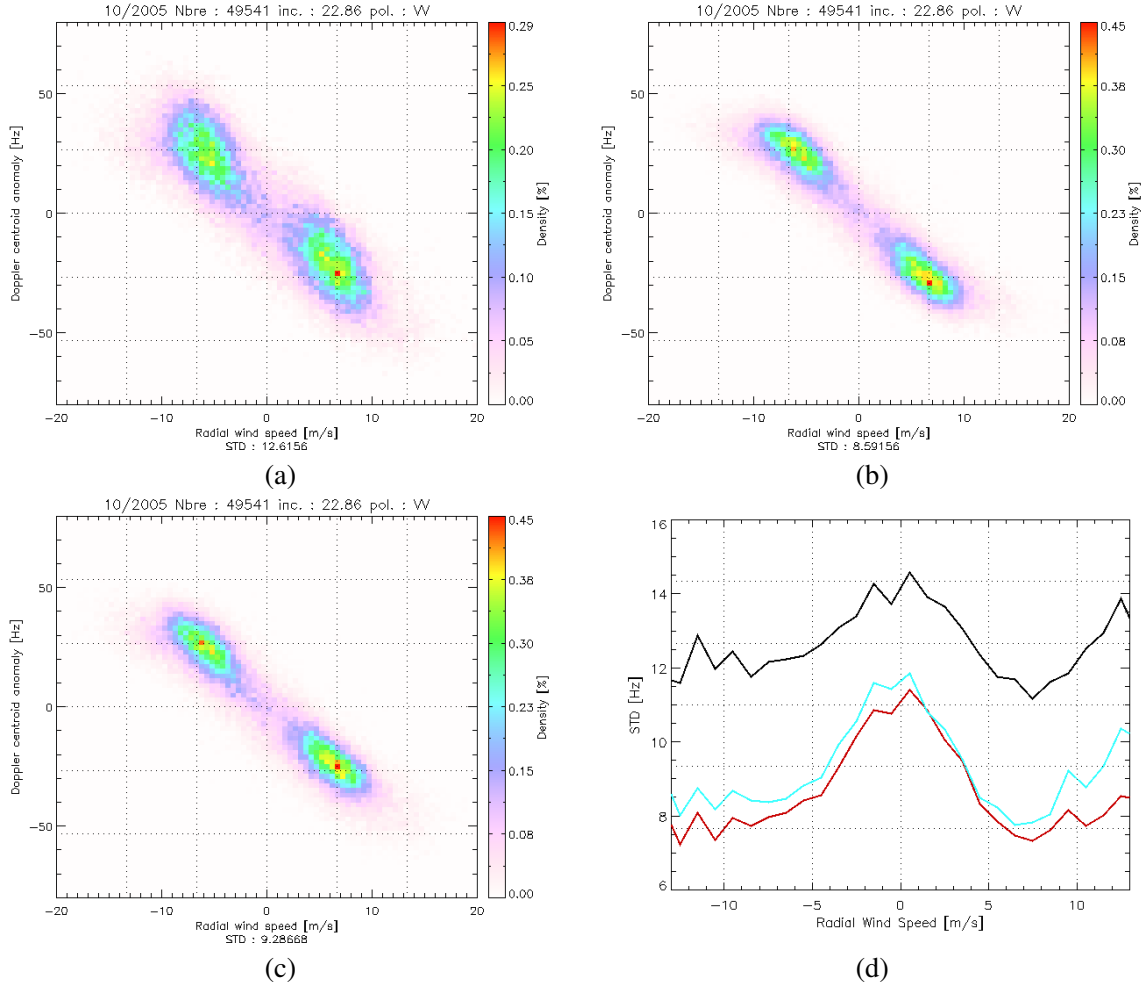


Fig. 4: Doppler anomaly versus radial wind speed for VV polarization and incidence angle 23° : (a) f_{Dca1} (without attitudes files), (b) f_{Dca2} (with attitudes files), (c) f_{Dca3} (without attitudes files but the method developed in article [4]). (d) representation of standard deviation of Doppler anomaly for (a) in black, (b) in red and (c) in blue

over the ocean, a higher density for radial wind speed around 5 m/s (due to the projection in the line-of-sight of the radar) is observed.

The mean standard deviation (STD) is obtained by an average of the standard deviation for each radial wind speed bin of one m/s. It reaches 12.61 Hz for f_{Dca1} , 8.59 Hz for f_{Dca2} , and 9.28 Hz for f_{Dca3} . This suggests that the use of attitude files improves on more than 40 % the Doppler anomaly calculation and the correction file by file on 35 %.

The (d) graphic is a representation of standard deviation calculated for each radial wind bin of 1 m/s. We observe that the standard deviations increase when the radial wind speed is less than 3-4 m/s. This may be due to an error on wind analysis, greater as the projection is on the azimuthal direction, or by a decrease of the number of significant data at those radial wind speeds. For all radial wind speeds, we observe that the use of a method for correcting Doppler frequency prediction decrease the standard deviation. The use of one method improve the Doppler anomaly calculation for any radial wind speed.

The different corrections made for retrieving the Doppler anomaly do not have the same assumption concerning their time variability. For the first one (f_{Dca1}), we suppose a daily variation when we subtract ϵ_1 . For f_{Dca3} , ϵ_3 is calculated for each WV file that implies a variability of 400 to 1400 s. f_{Dca2} is calculated from attitudes files with a several seconds variability. The comparison for each method shows that time variability needs to be considered as

high as possible to improve Doppler anomaly calculation. Under this assumption the method that uses the attitudes files is the best to calculate the Doppler anomaly and improve the relation between Doppler anomaly and radial wind speed on more that 40 %.

The improvement obtained here at 23° incidence angle with the attitude files may be extended on larger incidence angles by using another acquisitions mode : WSM mode. The next section present the result obtained with that mode.

B. Polarization VV, incidence 16-42 deg

The backscattering mechanisms change with the incidence angle. [2] showed that Doppler anomaly values have a variation with incidence angle. To confirm the improvement observed at 23° to other incidence angles, we use here WSM mode which incidence angles range from 16° to 42°. Results found here have to be interpreted carefully because an instrumental signature appears along the radial direction between each sub-swath as observed by [5]. To minimize this impact, we choose incidence angles in the center of sub-swath.

As the Doppler grid has a higher resolution than ECMWF wind grid, we have to interpolate the Doppler grid on ECMWF grid. Then we need to remove data which are not included around the given incidence angle plus or minus one degree.

WSM acquisitions are mainly localized over coasts where strong currents may exist. As surface ocean currents affect the Doppler anomaly as revealed in [4], in [6] and in [2], and as the number of WSM acquisitions is poor compare to one month of imagerettes, we select images in an area without strong ocean surface currents, the Mediterranean Sea.

Approximately, one or two images are acquired over that region in a day. So it will not be possible to estimate the Doppler frequency prediction error, ϵ_1 and ϵ_2 , but only the improvement by the use of attitude files. So we compare here $f_{Dca1WSM}$ and $f_{Dca2WSM}$, respectively calculated by the following relations : $f_{Dca1WSM} = f_{Dc} - f_{DcmWSM1}$ and $f_{Dca2WSM} = f_{Dc} - f_{DcmWSM2}$. $f_{DcmWSM1}$ corresponds to the Doppler frequency prediction without taking into account attitude variations in opposite of $f_{DcmWSM2}$. Moreover, the comparison with the method developed in article [4] will not be done because the sigmoid-shaped function is only valid for an incidence angle of 23°.

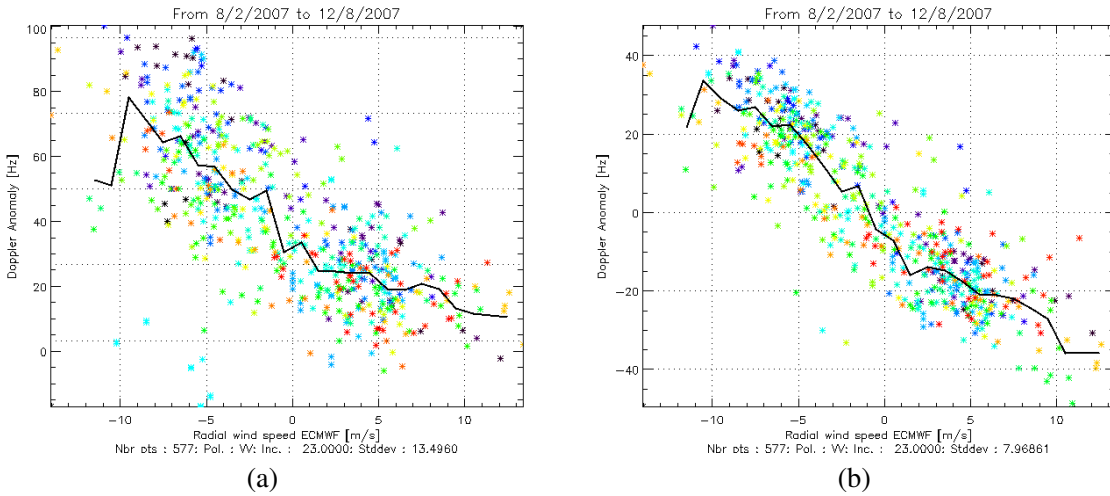


Fig. 5: Doppler anomaly versus radial wind speed : (a) $f_{Dca1WSM}$ (without attitudes files) , (b) $f_{Dca2WSM}$ (with attitudes files) at 23° for VV polarization. Black line represents the Doppler anomaly mean

Figure 5 represents $f_{Dca1WSM}$ and $f_{Dca2WSM}$ in function of radial wind speed for WSM images acquired between 08/02/2007 and 01/01/2008 over Mediterranean Sea at 23°. Colour is here associated with day of data. The mean Doppler anomaly for each radial wind speed bin of 1 m/s is over-plotted in black on (a) and (b) of figure 5. As we can not evaluate a zero Doppler anomaly reference (called ϵ_1 and ϵ_2 in the previous mode), the Doppler anomaly values are not equal to zero as the radial wind speed is null. The mean $f_{Dca2WSM}$ over-plotted in black

on figure 5(b) has a value around 8 Hz for a radial wind speed of zero that is consistent with ϵ_2 observed in figure 3. It may then be possible to evaluate the Doppler frequency prediction error on WSM images, for a given time, based on its calculation on imaggettes. Nevertheless, this correction will only be appropriated to incidence angle of 23° .

The mean standard deviation STD of $f_{Dca1WSM}$ and $f_{Dca2WSM}$ is obtained like in section VI-A, by an average of the standard deviation for each radial wind speed bin of one m/s. It decreases from 13.49 for to 7.9 Hz considering the attitudes files which proves that the Doppler anomaly calculation is improved by the use of attitude files.

To evaluate the improvement at the other incidence angles, we choose to analyse incidence angles in the center of WSM sub-swaths : 23° , 28.7° , 33.5° , 37.6° and 40° . For each incidence angles, RMSE α represents the mean standard deviation for $f_{Dca1WSM}$ and RMSE β for $f_{Dca2WSM}$. γ corresponds to the difference between mean $f_{Dca2WSM}$ around radial wind speed of -5 ± 0.5 m/s and mean $f_{Dca2WSM}$ around radial wind speed of 5 ± 0.5 m/s. Table I sums up the different results for the incidence angles.

Incidence [deg]	23	28.7	33.5	37.5	40
Polarization	VV	VV	VV	VV	VV
Nbr Points	796	696	610	751	721
RMSE α	15.39	13.67	13.38	13.10	13.44
RMSE β	9.57	8.75	9.65	8.47	8.46
γ [Hz]	41.53	38.92	35.22	28.84	28.28

TABLE I: Results for different incidence angles

For all incidence angles considered, the number of Doppler anomaly values are around 725 ± 10 %, except at 33.5° where there are only 610 estimations. RMSE α is, for all situations, greater than RMSE β . This result confirms that the use of attitudes files improve the relation between Doppler anomaly and radial wind speed at any incidence angles.

γ corresponds to the difference between mean $f_{Dca2WSM}$ around radial wind speed of -5 ± 0.5 m/s and mean $f_{Dca2WSM}$ around radial wind speed of 5 ± 0.5 m/s. It is a parameter of the dynamical activity observed by the radar at each incidence angle. We choose a radial wind speed of 5 m/s because it is the most representative radial wind speed value. As the phase velocity associated to Bragg waves decrease with the incidence angle, γ decreases with the incidence angle. The calculation of RMSE is sensible to this dynamic. This explains why RMSE decreases with the incidence angle.

VII. CONCLUSION

Thanks to the long data time series, we detect a slow drift of Doppler anomaly during years (6 Hz/yr) thanks to wind information. This decrease appears even if attitude variations are included in the predicted Doppler centroid frequency. This drift may result from an antenna mispointing that is not included in the predicted Doppler centroid frequency. In order to compare the different methods of Doppler anomaly calculation, we have to evaluate this mispointing biases for each method. This step is the first improvement on Doppler anomaly calculation.

Then, three methods for the Doppler anomaly calculation have been tested with ASAR WV mode acquisitions. To compare their efficiency to reproduce a geophysical signature, we use the standard deviation between Doppler anomaly estimation and radial wind speed. We show a reduction of 35 % to 40 % of this mean standard deviation as faster mispointing variations are included in Doppler anomaly calculation. The greater reduction is observed with the method which considers the variation of the attitude angles. We conclude the use of attitude file is essential to calculate a Doppler anomaly representative of a geophysical signature for an incidence angle of 23° .

We have the possibility to extend this observation to others incidence angles thanks to ASAR WSM mode. The evaluation of mispointing biases is unfortunately not possible with that mode. So we evaluate here the use of attitude files on Doppler anomaly calculation. We observe a reduction of the mean standard deviation between Doppler anomaly estimation and radial wind speed for all the incidence angle. The use of attitude files improve the Doppler anomaly calculation at incidence angles between 16° and 42° . Nevertheless this mode presents instrumental variations along radial and azimuthal direction that need further attention.

The standard deviation obtained between Doppler anomaly and radial wind speed may be due to an unknown instrumental effect. This variability is also a geophysical signature. Indeed the relation between Doppler anomaly and radial wind speed is the consequence of the waves created by the wind at the surface. Other geophysical phenomena like ocean surface current participate to ocean surface movements and so contribute to Doppler anomaly. For example the mean of ocean surface geostrophic currents on a global coverage is equal to 0.15 m/s, which leads to a Doppler frequency around 2 Hz. From the three methods tested on Doppler anomaly estimation, the minimum of the mean deviation standard reaches 8.59 Hz (thanks to the Doppler frequency prediction using attitude files). This parameter is interesting to qualify the different methods but its use is limited by the geophysical information included in it.

VIII. PERSPECTIVES

The use of a geophysical information is essential to observe the slowly decrease of Doppler anomalies at 23° during years. As a perspective, it will be interesting to parametrize this drift as a fixed decrease in time to become independent of any geophysical information before interpretation of Doppler anomaly as a geophysical information.

In the case of ENVISAT ASAR WSM, we observe along the radial axe, frequency variations that are the consequences of small azimuth pointing change due to active phased array antenna of ENVISAT [5]. For this study, this variation is not corrected so we evaluate the impact of the use of attitudes files on noisy values. This study shows however a reduction of STD mean of 35 % for each incidence angle. It may be interesting to check if this use will still have the same consequences after a correction along the radial direction.

Measurements of surface velocity by using Doppler anomaly is not well understood because of the lack of in situ data co-localized with radar acquisitions. As understood, the surface velocity is the consequence of the actions of current, waves and swell on the surface modulated by the normalized radar cross section [4]. If we consider Doppler anomaly completely free of any instrumental biases, its analysis associated with in situ measurements will lead to a better geophysical interpretation of the surface velocity.

REFERENCES

- [1] B. Chapron, F. Collard, and V. Kerbaol, "Satellite synthetic aperture radar sea surface doppler measurements," in *Proceedings of 2nd Workshop on Coastal and Marine Applications of Synthetic Aperture Radar ESA*, 2004, pp. 133–141.
- [2] F. Collard, A. Mouche, C. Danilo, B. Chapron, J. Isern-Fontanet, J. Johannessen, and B. Backeberg, "Routine high resolution observation of selected major surface currents from space," in *Proceedings of SeaSAR*, 2008.
- [3] B. Rosich, P. J. Meadows, B. Schattler, M. Grion, and G. Emiliani, "The ers-2 mono-gyro and extra backup piloting modes : impact on sar performance," in *CEOS SAR Workshop 2001*, Apr. 2001, pp. 134–141.
- [4] B. Chapron, F. Collard, and F. Ardhuin, "Direct measurements of ocean surface velocity from space : Interpretation and validation," *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, jul 2005.
- [5] C. Cafforio, P. Guccione, and A. Monti Guarnieri, "Doppler centroid estimation for scansar data," *IEEE*, vol. 42, pp. 14–23, jan 2004.
- [6] M. Kooij (van der), W. Hughes, and S. Sato, "Doppler current velocity measurements : a new dimension to spaceborne sar data," in *2nd International Symposium on Operationalization of Remote Sensing, The Netherlands*, Aug. 1999.

C Coefficients de la fonction « DOPMOD »

Les données d'entrée du réseau de neurones correspondent aux estimations d'anomalie Doppler obtenues sur l'année 2006 pour des vents de 0 à 20 m/s d'intensité à partir des imagerie en mode vague et polarisation VV. L'outil de création du réseau de neurone est celui disponible avec la bibliothèque Matlab [19]. Le réseau de neurones est composé de trois couches deux contenant des neurones dont les fonctions de transfert sont des fonctions tangentes hyperbolique et une dont la fonction de transfert est une fonction linéaire. Le nombre de neurones associé respectivement à chacune des couches vaut 5, 5 et 1. La fonction « DOPMOD » résultante permet d'associer à une direction azimutale et à une intensité de vent donnés, la contribution de l'état de mer.

La fonction finale s'écrit :

$\text{DOPMOD} = f_3([\text{intensité du vent}, \text{direction azimutale}])$

avec f_3 défini par :

$$y = \text{transpose}(\text{LW32}) \# f_2(x) + b_3$$

et

$$\text{LW32} = \begin{pmatrix} -6.52899 & 14.12070 & 3.68352 & 1.00658 & 42.37476 \end{pmatrix}$$

$$b_3 = 4.52976$$

x est le couple $[\text{intensité du vent}, \text{direction azimutale}]$

avec f_2 définit par :

$$y = \tanh(\text{transpose}(\text{LW21}) \# f_1(x) + b_2)$$

et

$$\text{LW21} = \begin{pmatrix} -0.21951 & -3.61028 & 0.30020 & 1.07013 & -7.66173 \\ -2.17396 & 0.10387 & -2.71020 & -3.90076 & -1.48167 \\ -1.81472 & 1.71451 & 0.79005 & 1.92213 & 3.41211 \\ -0.38841 & -1.73813 & -0.02581 & -3.5164 & -6.13325 \\ -4.40202 & -4.03470 & 2.4715 & -7.90361 & -0.11307 \end{pmatrix}$$

$$b2 = \begin{pmatrix} -1.65702 \\ -0.79793 \\ 3.38664 \\ -1.94974 \\ -0.19575 \end{pmatrix}$$

x est encore le couple [intensité du vent, direction azimutale]
et enfin avec f1 est défini par :

$$y = \tanh(\text{transpose}(IW11) \# x + b1)$$

$$IW11 = \begin{pmatrix} 0.03246 & 0.00836 \\ 0.03064 & -0.00886 \\ 1.76633 & 0.14749 \\ -0.02044 & -0.00020 \\ -2.44349 & 1.66062 \end{pmatrix}$$

$$b1 = \begin{pmatrix} -1.52503 \\ 1.63045 \\ 3.52855 \\ 0.31160 \\ -4.56504 \end{pmatrix}$$

x est toujours le couple [intensité du vent, direction azimutale]

D Coefficients de la fonction « CDOP »

L'outil de création du réseau de neurone est celui disponible avec la bibliothèque Matlab [19]. Le réseau de neurones est composé de trois couches deux contenant des neurones dont les fonctions de transfert sont des fonctions sigmoïde et une dont la fonction de transfert est une fonction linéaire. Le nombre de neurones associé respectivement à chacune des couches vaut 3, 3 et 1. La fonction « CDOP » résultante permet d'associer à une direction azimutale et à une intensité de vent données, la contribution de l'état de mer.

```
a3 = (a3-bo1)/mo1
a3=LW32##a2+B3
```

$$LW32 = \begin{pmatrix} -2.7564 & 0.3317 & 2.6432 \end{pmatrix}$$

```
B3 = x#B3
```

```
a2=logsig(LW21##a1+B2)
```

$$LW21 = \begin{pmatrix} -9.0702 & 0.6146 & 12.1488 \\ -9.6473 & -2.6190 & 11.1675 \\ 6.1592 & 0.1910 & -3.3979 \end{pmatrix}$$

$$B2 = transpose \begin{pmatrix} 3.3767 \\ -0.9799 \\ 2.3397 \end{pmatrix}$$

```
a1=logsig(IW1##P+B1)
```

$$IW1 = \begin{pmatrix} 0.2067 & -0.2599 & 6.5223 \\ 5.2528 & -4.4650 & -9.2176 \\ 2.3205 & -0.5481 & 5.3932 \end{pmatrix}$$

$$P = \begin{pmatrix} i1 * mi1 + bi1 & i2 * mi2 + bi2 & i3 * mi3 + bi3 \end{pmatrix}$$


```
i1 = wind_speed  
i2 = inc  
i3 = wind_azimuth
```

et

```
mi1 = 0.0388  
bi1 = 0.0883  
mi2 = 0.0320  
bi2 = -0.4606  
mi3 = 0.2552  
bi3 = 0.0993  
mo1 = 0.0057  
bo1 = 0.4318
```

E Atlas des courants de marée en mer d'Iroise

Les figures suivantes sont extraites de l'atlas [65]. Elles présentent les données issues d'un modèle numérique, lui-même calé sur des observations. Elles permettent de prévoir les courants apparaissant le long de cette côte en fonction de l'heure de la marée par rapport au port de Brest.

Les chiffres indiqués au-dessus des flèches indiquent la force du courant en dixièmes de noeuds (un noeud correspond à un mille par heure soit 0,514 m/s). Les deux premiers chiffres correspondent à la valeur en vive-eau moyenne de coefficient 95 et les deux derniers à celle de morte-eau moyenne de coefficient 45. L'estimation de la vitesse du courant pour une marée de coefficient quelconque est obtenue par interpolation ou extrapolation de ces deux valeurs de courants au moyen d'un abaque.

Nous avons représenté ici les représentations de courant correspondant aux cycles de marée des 7 acquisitions que nous étudions dans la partie 4.2.2.

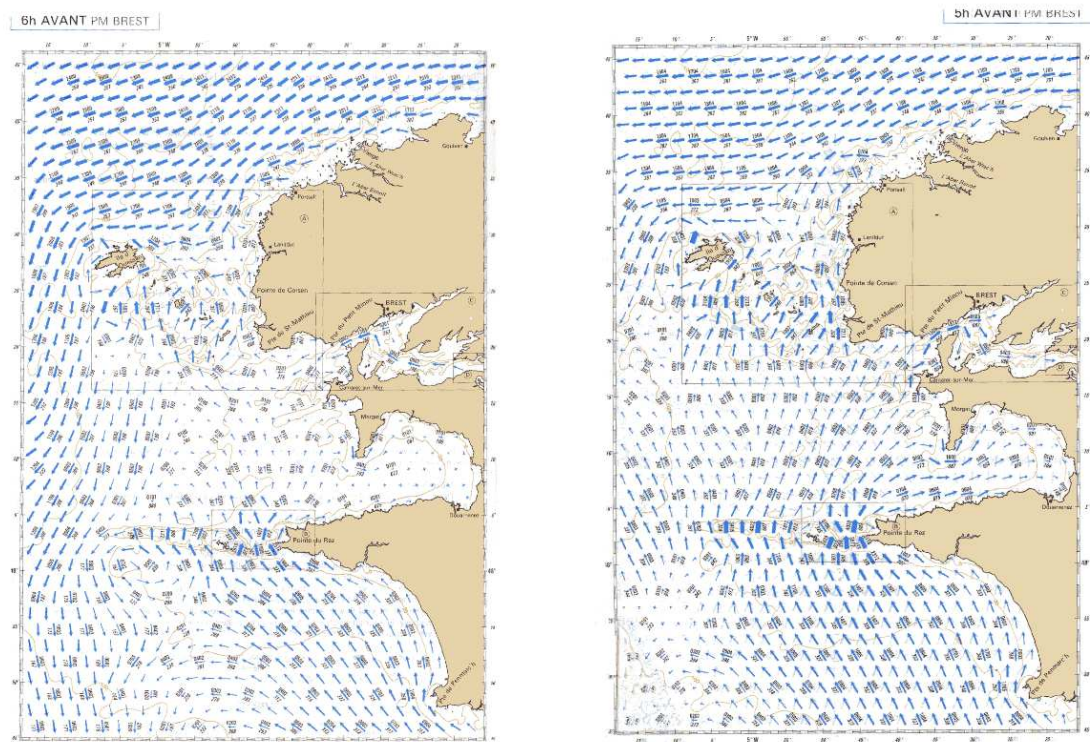


Figure E.1 — Courants de marée pour les cycles PM-6 et PM-5 d'après [65].

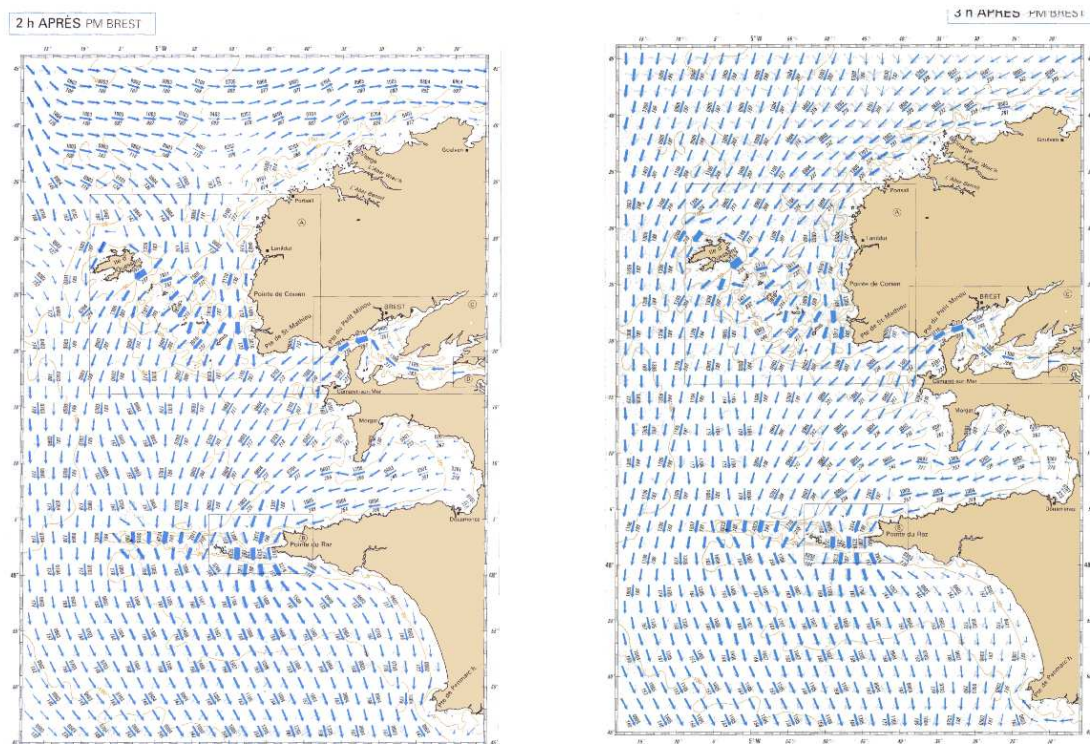


Figure E.2 — Courants de marée pour les cycles PM+2 et PM+3 d'après [65].

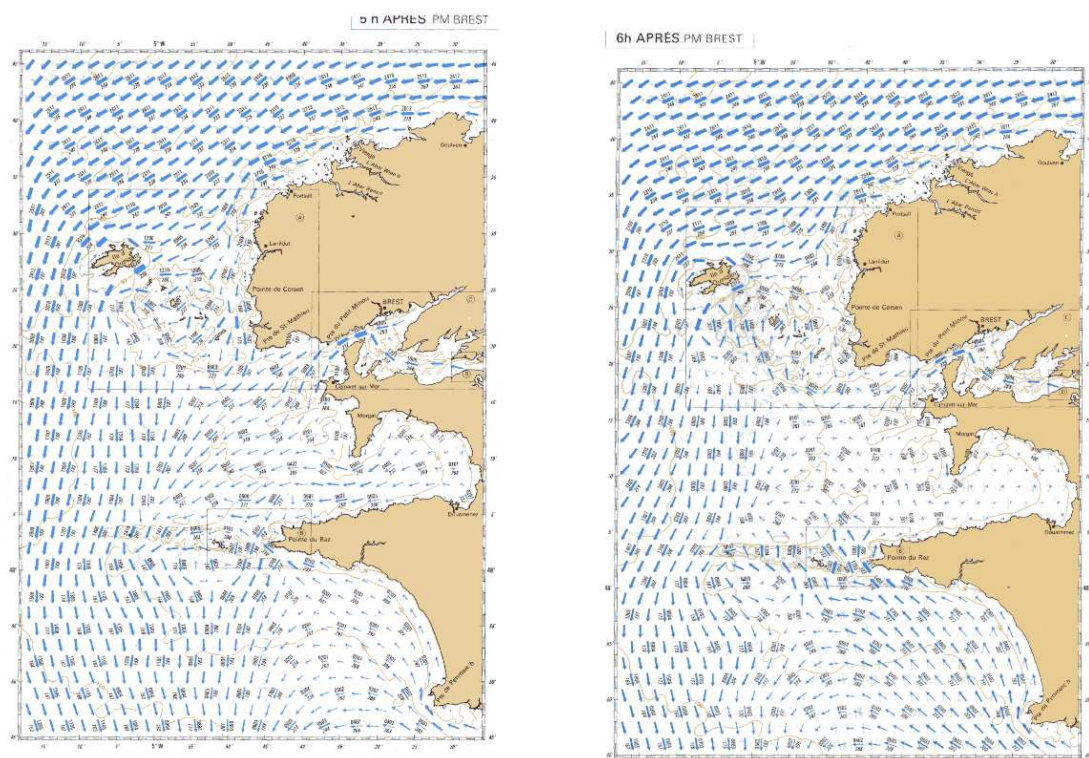


Figure E.3 — Courants de marée pour les cycles PM+5 et PM+6 d'après [65].

F Résultats sur la campagne SURLITOP

L'ensemble des résultats issus des comparaisons avec les mesures SAR ne peut être traité dans le chapitre 4. Nous profitons de cette annexe pour présenter plus en détails, les résultats obtenus avec les acquisitions IMS de l'ASAR lors de la campagne SURLITOP.

Dans une première partie, nous présentons les vitesses SAR et les vitesses radiales des mesures HF et des sorties MARS2D sur la surface colocalisée à ces 3 systèmes de mesures pour les 7 situations étudiées dans la partie 4.2.2. De même, nous représentons pour chacune d'elles, les vitesses SAR en fonction des vitesses radiales HF et MARS2D. Les résultats de ces comparaisons sont repris dans la partie 4.2.2. À partir de ces représentations sont déduites les corrections moyennes à appliquer aux vitesses SAR.

La seconde partie est dédiée aux champs de vitesses SAR obtenues sur l'acquisition entière. Ces champs sont corrigés ou non d'une action moyenne de l'état de mer à partir des résultats déduits du chapitre 4. Cette dernière représentation permet d'élargir la surface d'interprétation des vitesses SAR à l'ensemble de la fauchée. Nous représentons également les vitesses radiales du modèle MARS2D afin de comparer la structure spatiale du courant des vitesses SAR avec cette référence.

Comparaisons sur les zones colocalisées entre SAR, HF, MARS2D

Acquisition du 22 août à 10h32

Les courants de surface le 22 août à 10h32 caractérisent un courant de surface pour un cycle de marée de PM+5 (port du Conquet) et un coefficient de 109. Les propriétés des courants radiaux MARS2D et des radars HF sont en accord avec ces informations tandis que les vitesses du SAR semblent posséder une dynamique moins forte.

Cette acquisition présente la particularité d'obtenir des vitesses de surface SAR inférieures en valeur absolue aux mesures de courant radial HF et aux simulations de MARS2D. Avec un coefficient directeur moyen de 0,40, la droite de régression linéaire entre les vitesses de surface SAR et ces deux références du courant traduit cette sous-estimation. L'ordonnée à l'origine de cette droite est identique pour les deux systèmes de courant et égale à 0,2 m/s. Cette valeur à l'origine peut être interprétée comme l'effet moyen de l'état de mer sur la surface. L'utilisation de la loi empirique « CDOP » mise en place dans le chapitre 3 indique cependant un décalage moyen plus fort que celui mesuré. L'interprétation de la vitesse SAR

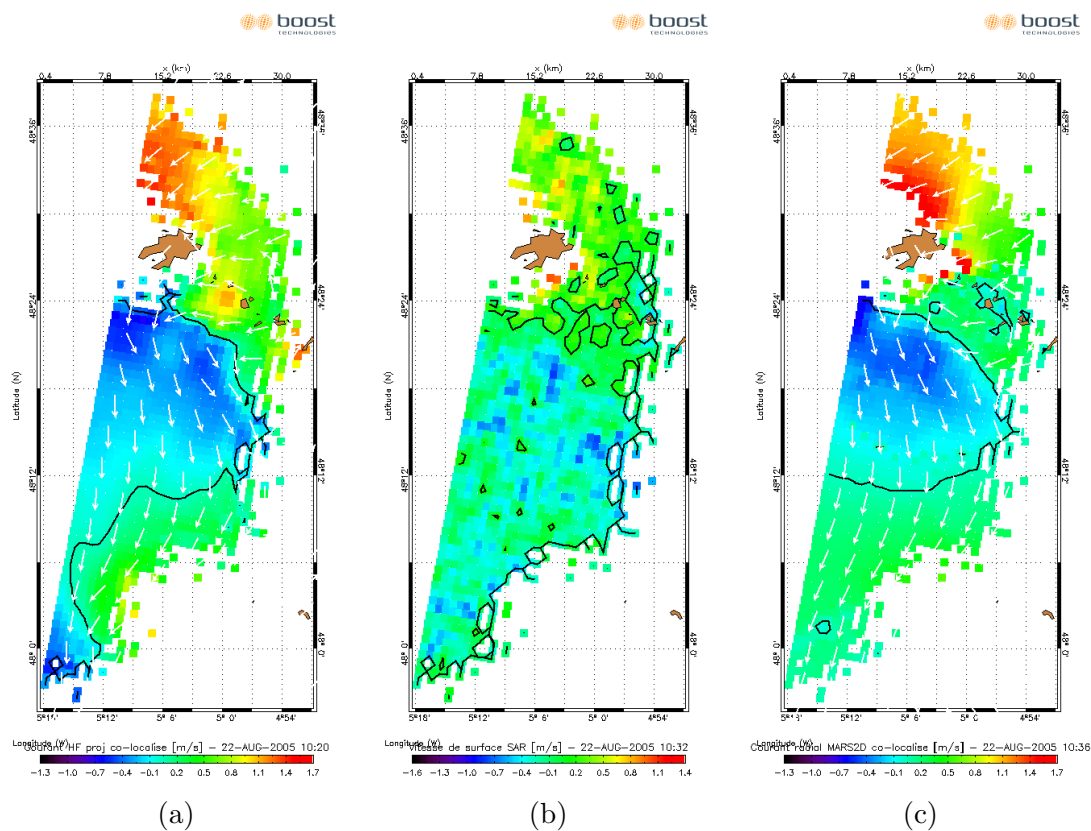


Figure F.1 — Cartes des vitesses radiales mesurées par le radar HF (a), des vitesses de surface SAR (b), des vitesses radiales du modèles MARS2D (c) pour le 22/08/05.

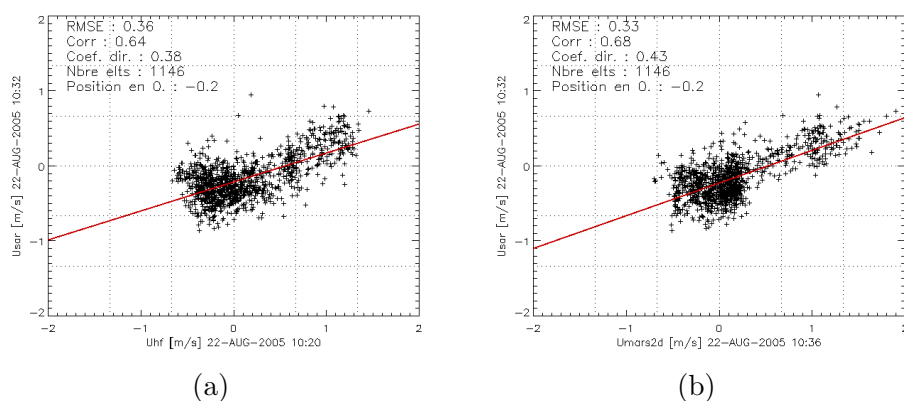


Figure F.2 — Vitesses de surface SAR en fonction des vitesses radiales des radars HF (a), en fonction des vitesses radiales du modèles MARS2D (b) pour le 22/08/05.

est dans ce cas complexe et ne peut être comprise avec les travaux que nous avons menés au chapitre 3.

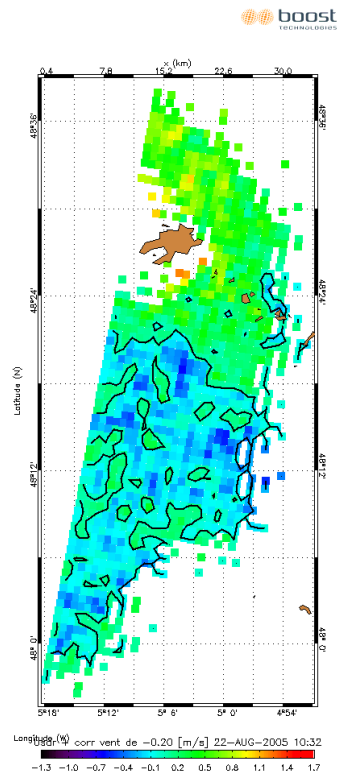


Figure F.3 — Cartes des vitesses de surface SAR corrigée d'une composante moyenne pour le 22/08/05.

La carte F.3 présente les vitesses de surface SAR corrigées du biais moyen observé entre les vitesses de surface SAR et les mesures de courant radial sur la surface colocalisée entre les 3 systèmes d'évaluation du courant radial. Cette représentation ne permet pas d'observer les courants du Fromveur car la colocalisation n'est pas possible sur l'ensemble de la zone. Les caractéristiques propres à une signature de courant sont donc difficile à observer sur cette acquisition. Néanmoins sur l'ensemble de la fauchée (cf. figure F.22), la représentation des vitesses SAR permet d'observer cette signature de courant.

Acquisition du 25 août à 10h37

L'acquisition du 25 août à 10h37 correspond à un cycle de marée de PM+3 et un coefficient de 70. Contrairement à la précédente acquisition, nous observons des vitesses radiales très faibles à la fois sur les mesures HF et les simulations MARS2D. Le courant a donc sur cette acquisition un impact négligeable sur la majorité de la surface observée. La représentation des courants MARS2D nous indique que les courants les plus forts sont situés au passage du Fromveur.

Les vitesses de surface SAR sont décalées d'une valeur moyenne de 1,55 m/s (cf. figure F.5). Cette valeur est la conséquence d'un fort état de mer, lui-même induit par le vent fort soufflant à la surface (près de 9 m/s dans la direction ESE). Nous retrouvons une valeur approchée de ce biais en utilisant la loi empirique « CDOP ».

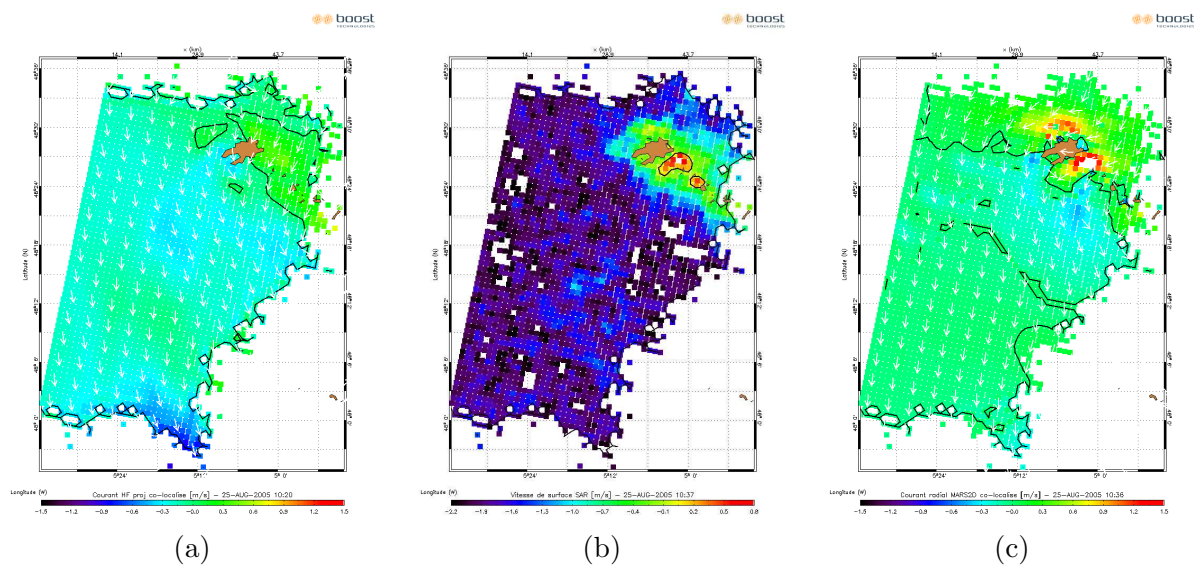


Figure F.4 — Idem à F.1 pour le 25/08/05 à 10h37.

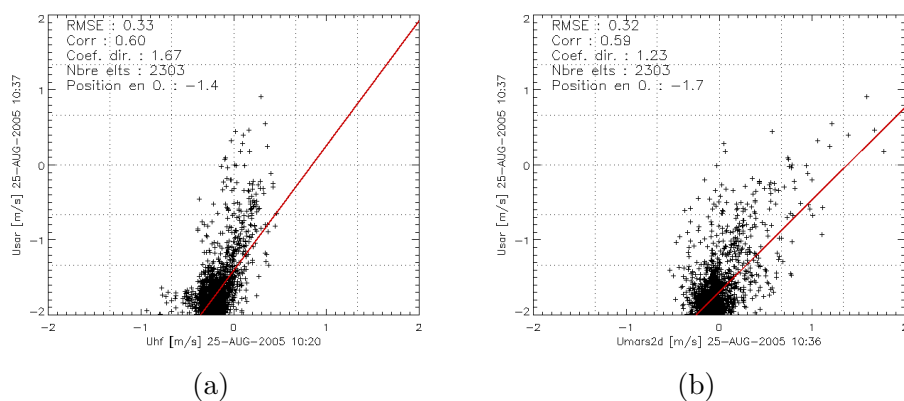


Figure F.5 — Idem à F.2 pour le 25/08/05 à 10h37.

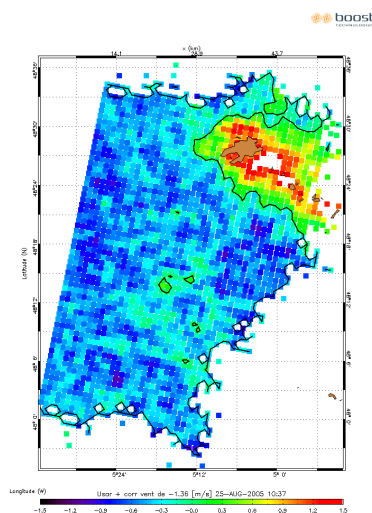


Figure F.6 — Idem à F.3 pour le 25/08/05 10h37.

La représentation de la figure F.6 indique des caractéristiques spatiales et des valeurs similaires entre les vitesses SAR corrigées et les vitesses radiales mesurées. Ce résultat confirme qu'il est possible de représenter un impact moyen de l'état de mer dans le cas de fort vent.

Acquisition du 25 août 21h58

Prise à 11,5 heures d'intervalles de la précédente acquisition, les résultats obtenus à partir de cette acquisition sont très proches de la précédente. Le cycle de marée et les champs de vent sont en effet quasi identiques. Nous nous trouvons cependant ici sur une orbite montante alors que la précédente acquisition était en orbite descendante. Les vitesses SAR surestiment cette fois le courant radial moyen mesuré.

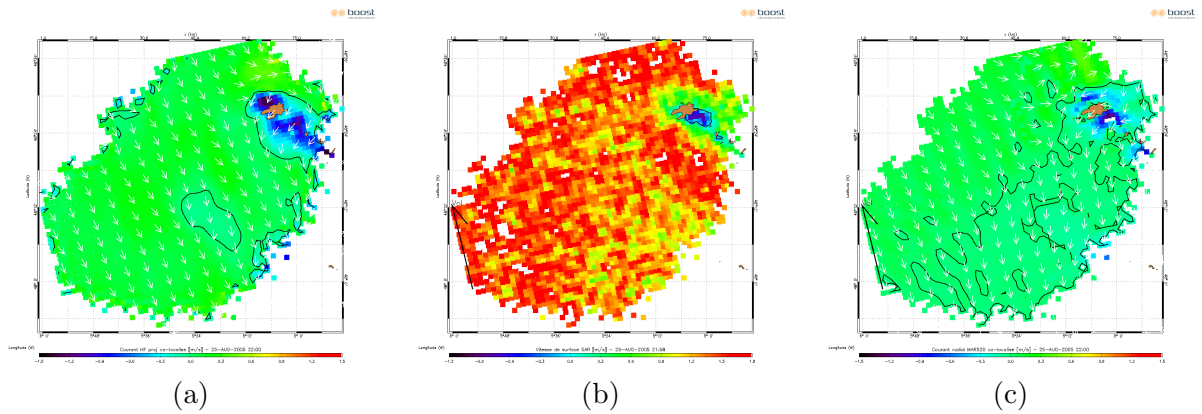


Figure F.7 — Idem à F.1 pour le 25/08/05 21h58.

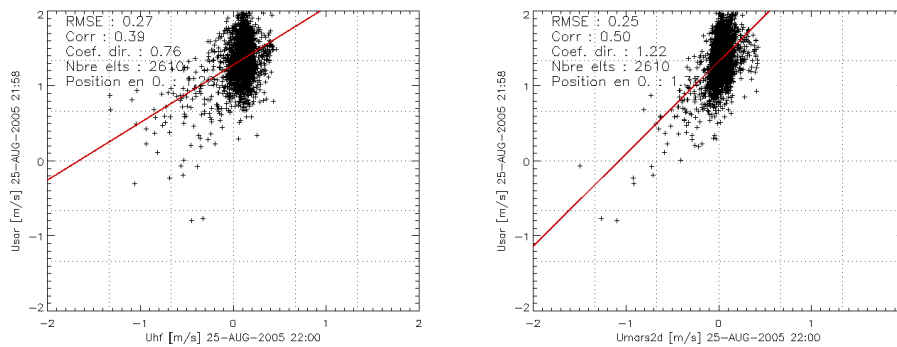


Figure F.8 — Idem à F.2 pour le 25/08/05 21h58.

Comparés à la situation du 25 août à 10h37, les vitesses SAR présentent une surestimation moyenne opposée due au changement de trajectoire. Le décalage moyen observé est en accord avec la composante fournie par la loi empirique « CDOP » et permet de retrouver une représentation des vitesses de surface SAR en accord avec celle des références.

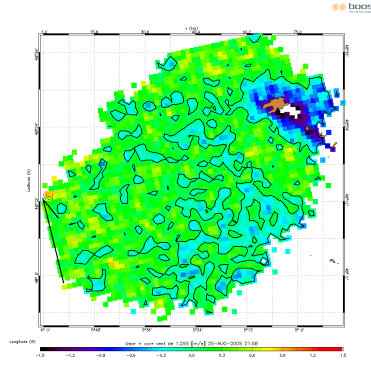


Figure F.9 — Idem à F.3 pour le 25/08/05 21h58.

Acquisition du 16 septembre à 22h07

L'acquisition du 16 septembre correspond à un cycle de marée de PM-4 et un coefficient de 88. Cette configuration implique des courants « tournant » autour de l'île Ouessant ainsi que le montre les cartes de la figure F.10.

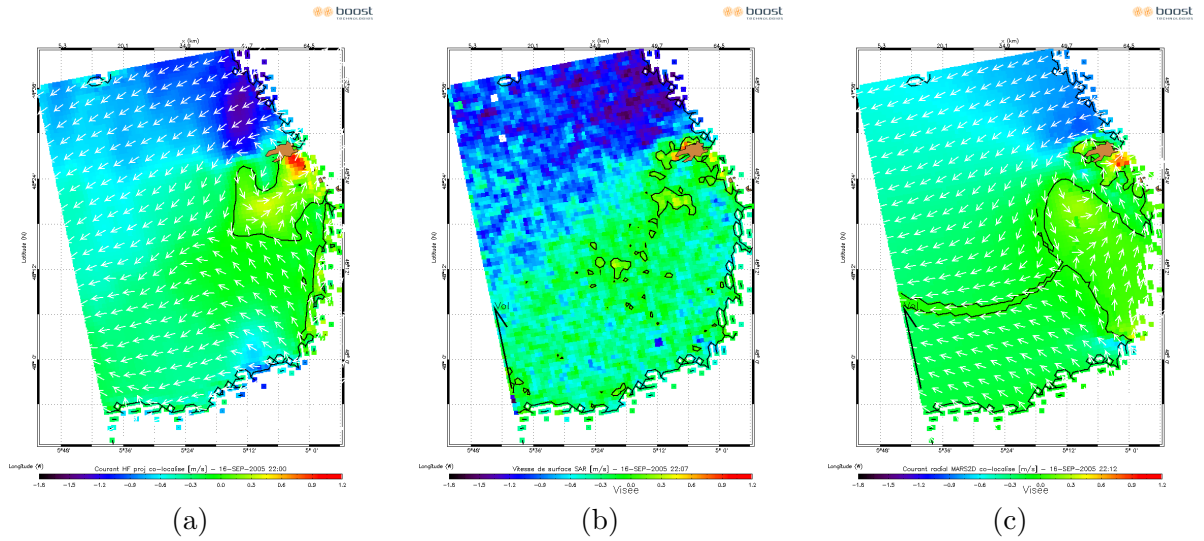


Figure F.10 — Idem à F.1 pour le 16/09/05.

Avec un coefficient directeur de 0,91 et 1,23 entre les vitesses de surface SAR et les courants radiaux des radars HF et de MARS2D, la dynamique du courant radial est retrouvée par les vitesses SAR pour cette acquisition. Un biais de l'ordre de 0,1-0,2 m/s est observé mais qui ne correspond pas au décalage moyen calculé à partir de la loi empirique « CDOP ». Cette acquisition est l'une de celle qui a le plus de similitude avec les caractéristiques de courant de surface des deux références. Nous notons que pour cette acquisition, l'angle d'incidence varie entre 31° et 39° . D'après les conclusions du chapitre 3 plus l'incidence est grande et meilleure sera l'interprétation de la vitesse SAR en une composante radiale de courant si ce dernier est présent.

Nous observons également des points blancs sur la carte des vitesses de surface SAR correspondant à la présence de bateaux. Cette présence introduit des erreurs lors de l'estimation de la fréquence Doppler dont le calcul est alors faussé.

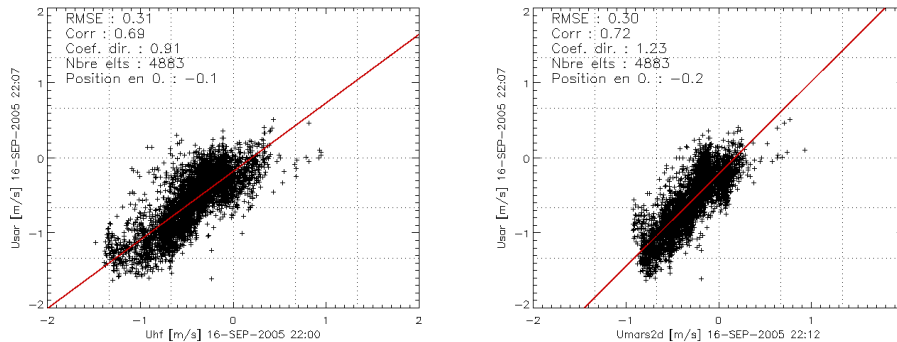


Figure F.11 — Idem à F.2 pour le 16/09/05.

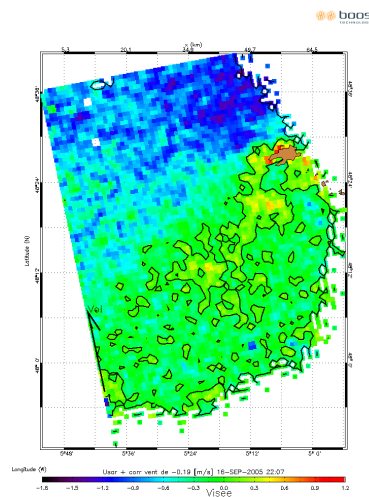


Figure F.12 — Idem à F.3 pour le 16/09/05.

Acquisition du 2 octobre 22h04

La configuration de la marée pour l'acquisition du 2 octobre à 22h04 est proche de celle du 16/09. En effet, elle correspond au cycle de marée de PM-6 et au coefficient 82. Les cartes de la figure F.13 présentent des configurations spatiales des courants radiaux similaires entre les mesures HF et les sorties MARS2D. Sur la carte des vitesses de surface SAR, le point rouge caractérise la présence d'un bateau venant corrompre le calcul de l'anomalie Doppler.

Les vitesses de surface SAR et les courants radiaux de surface des mesures radars HF et du modèle MARS2D possèdent des droites de régression linéaire dont le coefficient directeur atteint en moyenne 0,58. Ce coefficient traduit une sous estimation des courants de surface observés par le SAR, tout comme pour l'acquisition du 22 août 2005 à 10h32. Nous n'avons pas réussi à déterminer la raison pour laquelle ce coefficient diminuait alors que pour certaines acquisitions il se rapproche de 1. L'écart type moyen entre les vitesses de surface SAR et les références de courant, reste à peu près identiques aux précédentes images avec une valeur de 0,25. Le décalage entre l'ordonnée à l'origine et la droite de régression linéaire est de $-0,1$ m/s. Ce dernier paramètre traduit le faible impact de l'état de mer pour cette image.

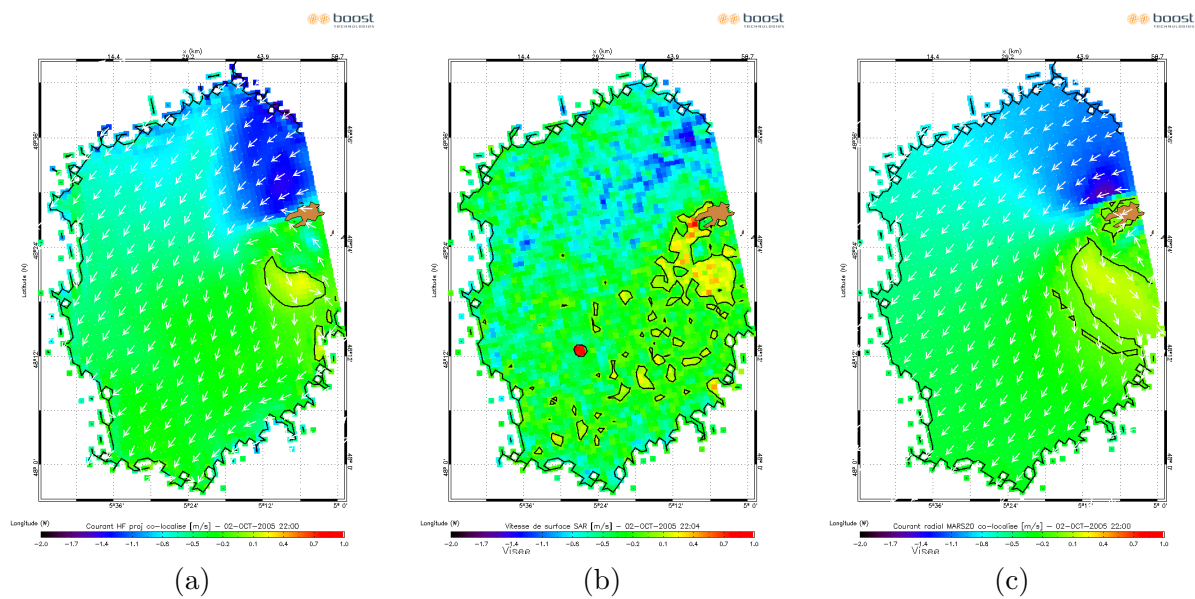


Figure F.13 — Idem à F.1 pour le 02/10/05.

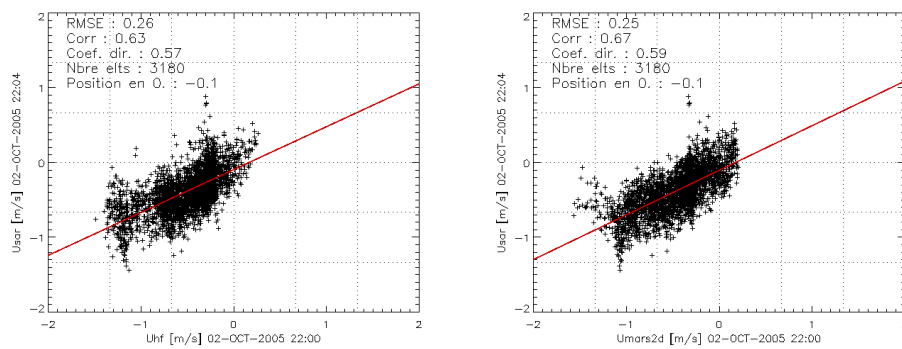


Figure F.14 — Idem à F.2 pour le 02/10/05.

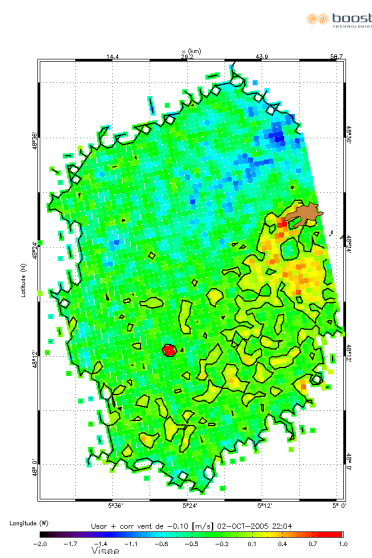


Figure F.15 — Idem à F.3 pour le 02/10/05.

Acquisition du 5 octobre 21h58

Les caractéristiques de la marée pour cette acquisition sont proches de celles du 22 août 2005. Le cycle de la marée est de PM+5 et le coefficient est de 90. Néanmoins, les vitesses de surface SAR traduisent cette fois clairement la signature de courant ainsi que le montre les cartes de la figure F.16.

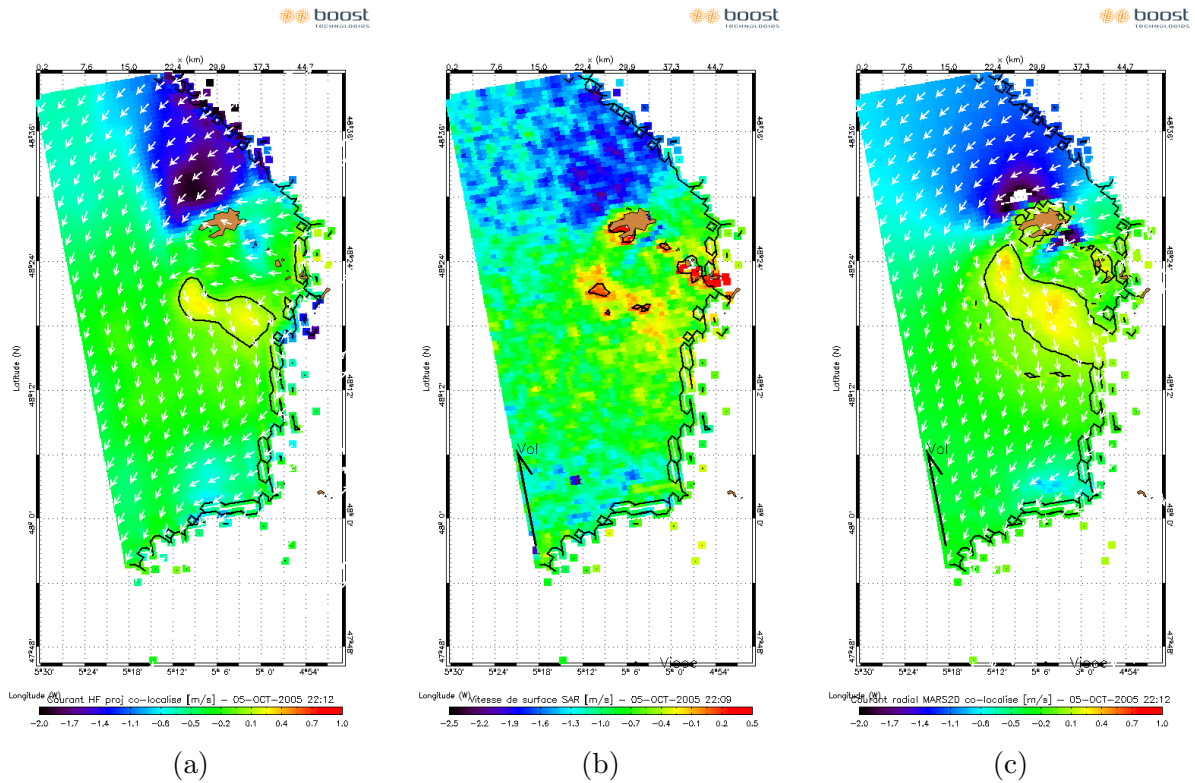


Figure F.16 — Idem à F.1 pour le 05/10/05.

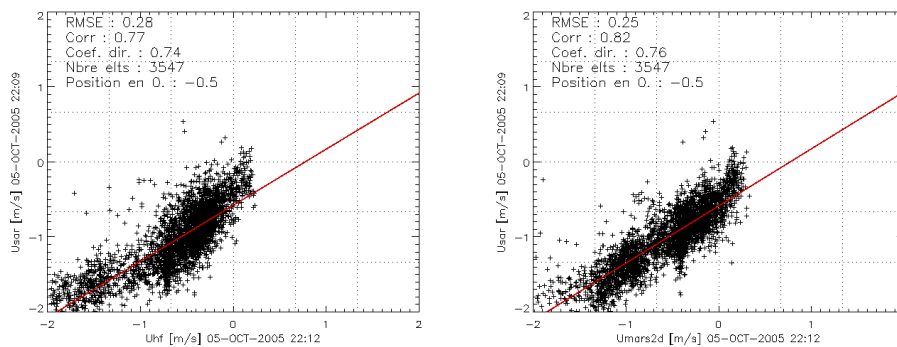


Figure F.17 — Idem à F.2 pour le 05/10/05.

Contrairement à l'acquisition du 2 octobre à 22h04, nous constatons que l'influence de l'état de mer est plus marquée sur cette image. En effet, le décalage par rapport à l'origine de la droite de régression linéaire par rapport à l'origine est de $-0,5$ m/s contre $-0,1$ m/s sur la précédente acquisition. Par ailleurs, le coefficient directeur de la droite atteint en moyenne une valeur de $0,75$. Cette valeur est meilleure que celle observée sur l'acquisition du 22 août,

néanmoins les vitesses de surface SAR sous estiment la dynamique des courants de surface indiquée par les mesures des radars HF et les sorties du modèle MARS2D.

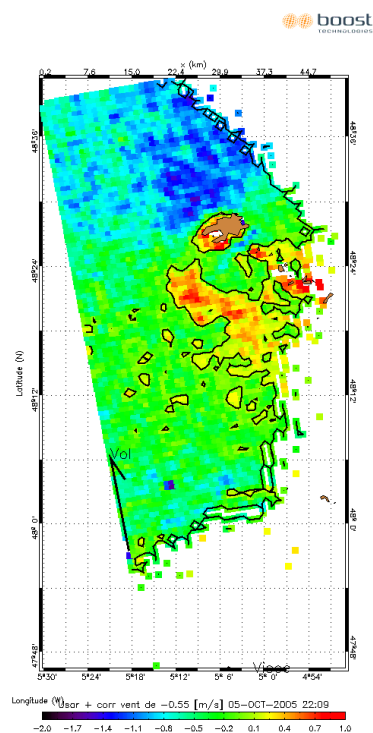


Figure F.18 — Idem à F.3 pour le 05/10/05.

Acquisition du 3 novembre 21h58

Nous nous trouvons pour cette dernière acquisition dans une configuration de la marée très proche de celle du 5 octobre : le cycle de marée est de PM+5,5 et le coefficient est le même, 90. Les résultats en terme d'interprétation des vitesses SAR est par contre complètement différent de la précédente acquisition. En effet, l'observation des vitesses de surface SAR de la figure F.19 ne s'interprète pas au premier ordre comme une mesure de courant.

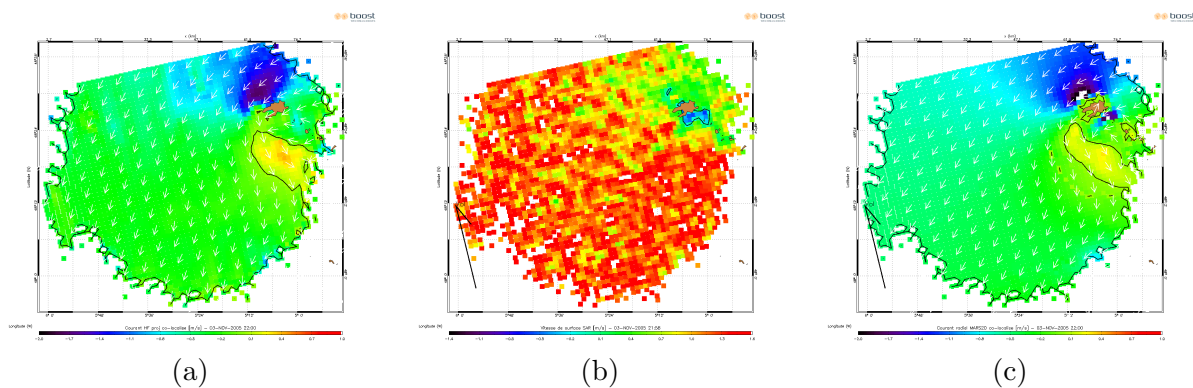


Figure F.19 — Idem à F.1 pour le 03/11/05.

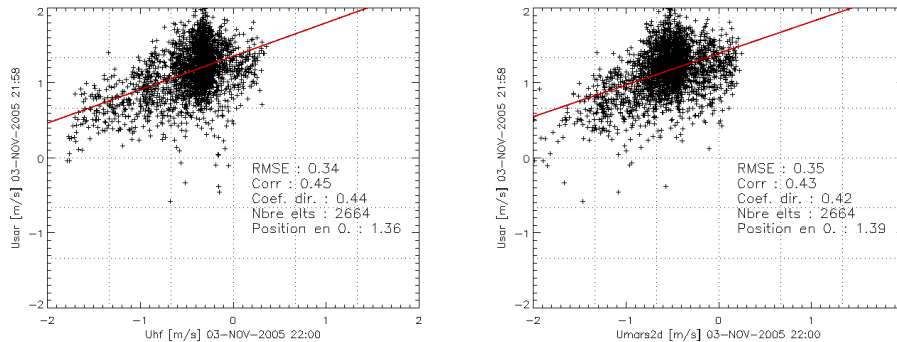


Figure F.20 — Idem à F.2 pour le 03/11/05.

Cette dernière acquisition présente le coefficient de corrélation le plus faible des 7 acquisitions traitées pour la campagne SURLITOP. C'est également une de celles dont les angles d'incidence sont les plus faibles, entre $18,6^\circ$ et $26,1^\circ$. Nous avons vu dans le chapitre 3 que la contribution du courant augmente avec les angles d'incidence. Ainsi les angles d'incidence seraient une cause expliquant la faible signature de courant observé au premier ordre sur les vitesses de surface SAR.

Les données de vent dont nous disposons indiquent, de plus, que c'est également l'acquisition sur laquelle le vent a la plus forte intensité de l'ordre de 9 m/s (cf. § 4.3). Cette forte intensité du vent se traduit par un décalage moyen de 1,4 m/s les vitesses de surface SAR et les références de courant. Cette image représente la seule où se combine à la fois un vent de forte intensité et de forts courants. La faible corrélation obtenue pourrait être la conséquence des fortes non-linéarités que cette configuration géophysique engendre. Un nombre plus important d'acquisitions avec ces caractéristiques nous permettrait de conclure sur ces cas.

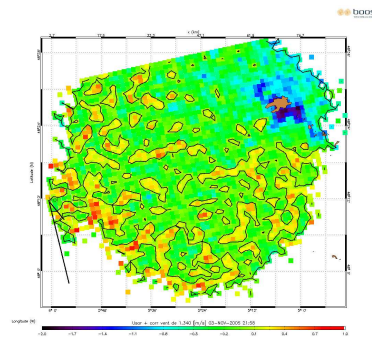


Figure F.21 — Idem à F.3 pour le 03/11/05.

Traitement sur l'ensemble de la surface des acquisitions SAR

Cette partie présente les champs de vitesses de surface SAR obtenues à partir des 7 acquisitions IMS traitées sur l'ensemble de l'image et non plus sur la partie colocalisée aux radars HF. La colonne de gauche représente les courants radiaux MARS2D qui servent de références, tandis que la colonne de droite représente les vitesses obtenues à partir du SAR.

Pour 4 des acquisitions (25 août 10h37 et 22h07, 5 octobre et 3 novembre), ces vitesses sont corrigées de l'effet moyen de l'état de mer en s'appuyant sur la loi empirique « CDOP » et une information de vent supposée constante sur l'ensemble de la zone et présenté dans la partie 4.3.

Ces représentations nous permettent de visualiser les propriétés spatiales des vitesses SAR et ainsi souligner le rôle complémentaire de cette mesure avec d'autres informations de courant existantes.

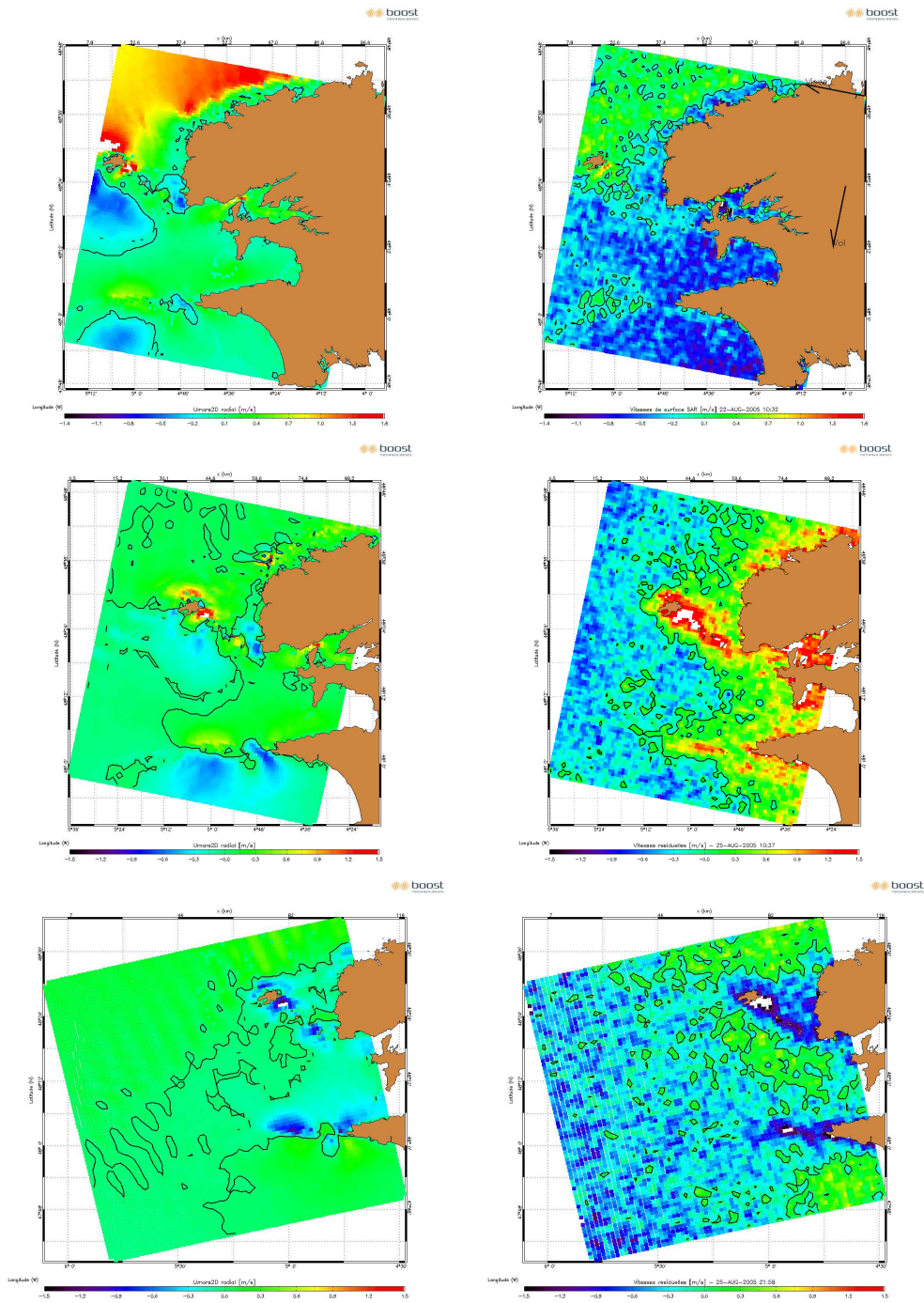


Figure F.22 — Représentation des vitesses radiales MARS2D ainsi que des vitesses de surface SAR ou des vitesses résiduelles sur l'ensemble de la fauchée IMS pour les dates du 22 août 2005 et du 25 août à 10h37 et 22h07.

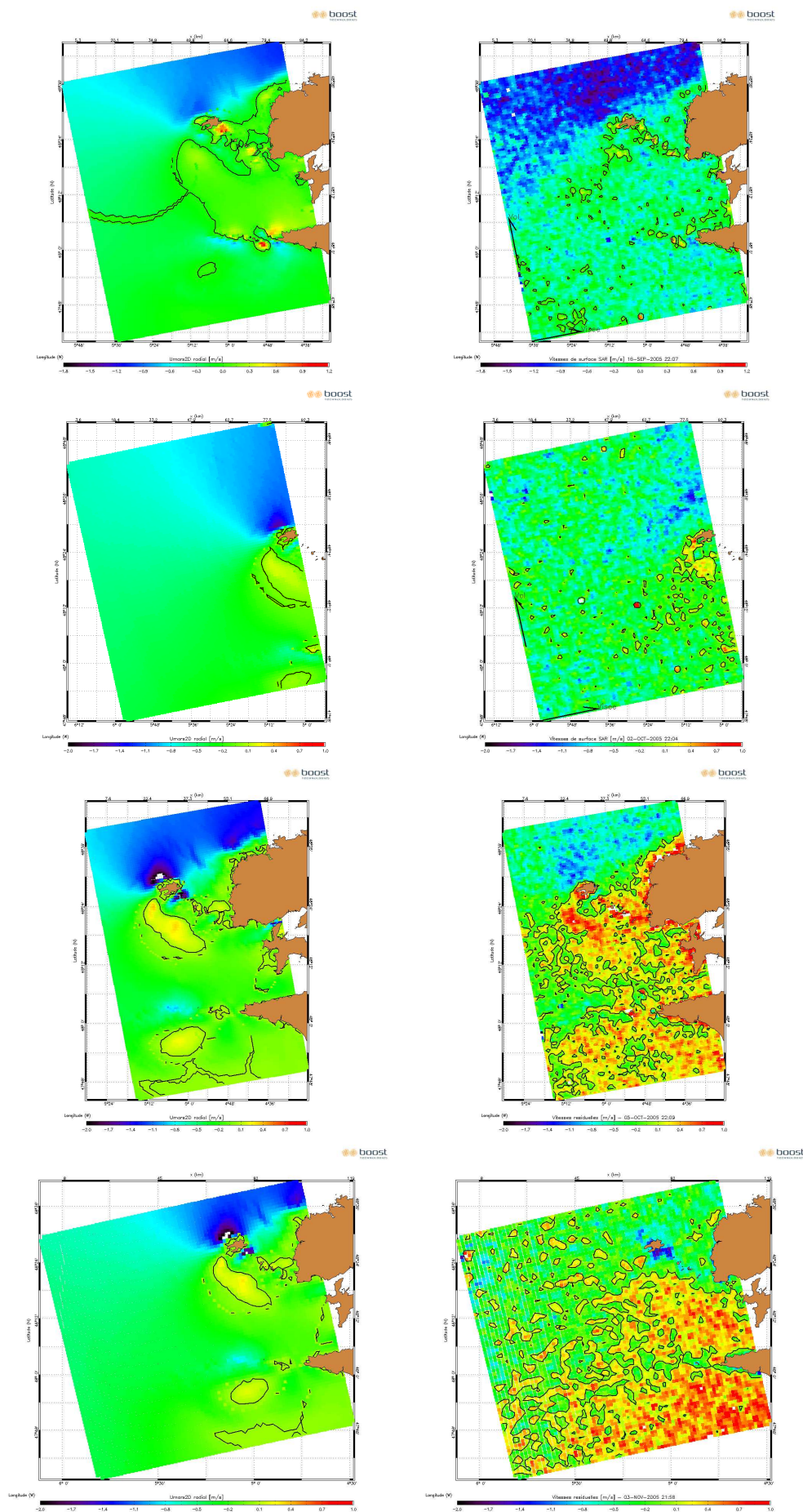


Figure F.23 — Idem à F.22 pour les dates du 16/09/05, du 02/10/05, du 05/10/05 et du 3/11/05.